U. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第 10 巻　第 6 號

技術研究部 受 34.11.30 付 図書室

目　　次

報　文

大和栄次郎，安藤武，太田　一：新潟県東頸城郡地すべり調査報告……1（451）
高瀬　博：愛媛県中部地域含銅硫化鉄鉱床調査報告　（2）……23（473）
室住正義，杉山光佑，小谷良隆：秋田県立又鉱山電気探鉱調査報告……33（483）
本島公司，牧野登喜男：炭田ガス研究調査報告……39（489）
石和田靖章：千葉県横芝 R-1 号井の試掘結果について……55（505）

概　報

大分県大分川水系ダム地点地質調査報告
高知県下川鉱山電気探鉱調査報告　（第 2 報）
神奈川県大船附近天然ガス調査報告
千葉県飯岡 R-1 号天然ガス試掘井調査報告

資　料

石油と天然ガスの埋蔵量と関連性のある産油層の地質・物理パラメターの決定について

カード記入済　　台帳記入済

工業技術院地質調査所

昭和 34 年 6 月

報　文

551.352/.353：551.243(521.41)

技術研究所 受 34.11.30 付 図書

新潟県東頸城郡地すべり調査報告

大和　栄次郎*　安藤　武*　太田　一**

Landslides Observed in the Higashikubiki District, Niigata Prefecture

by

Eijirō Owa, Takeshi Andō & Hajime Ota

Abstract

The Higashikubiki district is famous as the place of landslides. The writers have surveyed these areas geologically, geochemically and geophysically.

The district is composed of Neogene formations, and the landslides have taken place particularly in the areas composed of a black mudstone.

The chemical and physical examination on the mudstone and ground water of this area gave the result that ground water contains sulphate and bicarbonate etc., and that the mudstone alters into pasty clay in process of base exchange *in situs*.

Pasty clay produced by this process seems the initiating cause of landslides in the district.

要　旨

新潟県は地すべり地帯として，日本で有名であり，そのなかでも東頸城郡は，地すべり集中頻発地域として第一の地域である。

今回は，地質・水質調査を主とする12箇所の地すべ気地の概況調査のほか，2，3の地すべりに対しては，電り探査・試錐を併用し，やゝ詳しい調査も行なつた。

地域内の地すべり分布を通覧すると，地すべりは，地質上いわゆる黒色泥岩の地域に集中して発生している事実に一驚する。この事実は，黒色泥岩に地すべりのそもそもの素因があることを考えさせる。そうしてその素因の1つとしては，まず次のようなことが考えられる。

黒色泥岩は，例えば海底盆のような海水の流動しにくい平穏なところの堆積物と考えられており，これらの堆積物はいわゆる同時褶曲を行なうのみならず，さらに堆積後の褶曲運動を蒙つており，不安定な地盤となつているものと考えられる。このような根本的な素因に加えて，黒色泥岩はこれを水中に入れると，次第に崩れるが，この場合単に細破するにすぎないもののほかに，鮪状構造を浮きだしつつ，短時間に糊状に泥化するものがあることが明らかにされ，このような岩質上の特性も，地すべり活動に重要なもう1つの素因となつていると考えられる。

以上のような，黒色泥岩自体がもつている特性に，さらに“水”が加わつて，地すべりの危険が次第に醸成される。すなわち，“水”はかなり電解質であり—これも黒色泥岩の還元性という特殊な堆積環境に多分に関連するものであろうが—このことは泥岩が水の化学作用によつて粘土化していることを考えさせ，また，水が思いがけない高所にまで湧出することは，上向水圧をもつていることを考えさせるなど，このような水が地すべりにかなり誘発的に作用しているものと思われる。この“水”の問題でいままでに明らかにされたところでは，集水面積からの浸透水のみとは考えられないほど遙かに多量の湧水量を示すが，といつても例えば“ガス水”のように，そう深いところから導かれた水ではないことが水質上わかつている程度で，全般的には未知な点が多い。

また，地すべり地帯の地下構造解明の結果，基盤内に数多くの粘土層の存在が明らかにされ，地すべりとの関連性が注目された。

今後，この地方の地すべりの発生機構を知り，ひいては対策を樹立するためには，黒色泥岩の性質，“水”のあり方，地下粘土層の成因などについて，さらにいろいろ考究されねばならないものと考えられる。

* 地質部
** 元所員

第1図　地す

1. まえがき

地すべりは従来から，地質関係，農林関係，土木関係の人々によつて，調査・研究が行なわれ，いろいろの対策がなされてきた。しかし，眼前の現象面にあまりにとらわれすぎたため，地すべりは山崩れや崖崩れなどと同じように，地表の簡単な現象と考えられてきた。そうして，その対策もそれに応じた工法が多く施工されてきたのである。しかしこのような工法は，次々と期待を裏切り，むしろ，これらの工法の失敗を通じて，地すべり現象とはこういうものではなく，もつと異なつた本質があろうことが想像され，その点で皮肉にも大きな効果があつたということができる。このような，いろいろの工法が試験的に行なわれた過渡的の時期を土台として，最近になつて地すべりに対する知識は一段と飛躍した。すなわち，地すべりは従来とは違つた角度から検討される必要のあることが強調され，こういう意味で小出博による地すべり現象の新しい解釈，高野秀夫を初めとする新潟県土木部を初めとし，徳島県土木部などの実際の施工から生みだされるいろいろの事実と，これらの事実からの地すべり現象に対する新しい理解など，多くの調査研究をあげることができる。これらを総括すると，地すべりの発生は決して偶発的なものでなく，地質的にある条件をもつた所で，ある定まつた条件が満足されたときに発生するものであり，このような条件が次々に解明されつつあるのが現状といえる。

すべり分布図

筆者らは昭和31年初夏，約20日間にわたつて，日本の地すべり地帯として著名な，新潟県東頸城郡下の地すべり調査を行なつた。調査は安塚町船倉地すべりおよび牧村川井沢地すべりに重点を置き，さらにその四近すなわち浦川原町・松代町・松之山村などの地すべりも概査した。

地すべりを岩盤内に発生する初生的の一次地すべりと地すべり崩土内で発生する二次地すべりとに分けるならば，二次地すべりはかなり簡単な発生機構と考えられるし，また一次地すべりが理解されれば，自ずから二次地すべりも理解されると考えられるので，この調査ではもつぱら一次地すべりの原因究明，およびその対策という点に焦点を置いた。また地すべり現象は，その衝にあたるもののほかは一般に理解の程度が薄いように思われるので，やゝ蛇足の感はあるが，地すべり現象に対する現在の理解の仕方にも言及して報告書としてとりまとめた。

なお調査にあたつて，新潟県を初めとして地元各方面から寄せられた御協力に対して，深謝の意を表する次第である。

また調査の一部，電気探査については，物理探査部の各位ならびに地質部村下敏夫の協力を願い，写真関係については，資料課正井義郎の協力を願つた。

2. 地すべりの概要

東頸城郡下の地すべりは，第1図に示した。もちろんこれで郡下の地すべり全部を包含している訳ではな

第1表　地すべり現況表

番号	所在地	被害面積（町）				番号	所在地	被害面積（町）			
		山林	耕地	その他	計			山林	耕地	その他	計
1	浦川村大字中猪子田	7.0	4.0	4.0	15.0	42	大島村大字仁上	5.0	7.0	3.0	15.0
2	〃　〃	4.0	3.0		7.0	43	奴奈川村大字木和田原	3.0	1.4	1.0	5.4
3	〃　熊沢		2.6		2.6	44	〃　室野	7.2	1.5	0.5	9.2
4	〃　横住	0.7	3.8	0.7	5.2	45	〃　峠	0.1	6.5	1.0	7.6
5	〃　〃	6.0	26.5	7.0	39.5	46	〃　室野		11.0	1.0	12.0
6	〃　上方本郷	2.5	6.3		8.8	47	〃　〃	0.1	3.9	0.5	4.5
7	〃　坊金	7.0	25.0		32.0	48	〃　福島	0.1	0.4		0.4
8	〃　細野	1.5	5.7		7.2	49	松代町大字勘平	10.0			10.0
9	〃　〃	8.0	22.0		30.0	50*	〃　寺田		7.0		7.0
10*	〃　真光寺		12.0		12.0	51*	〃　儀明		6.4	0.1	6.6
11*	〃　谷	2.0	9.0	8.0	19.0	52	〃　〃	0.5	12.7	12.6	25.8
12	安塚町大字坊金	24.0	18.0		42.0	53	〃　名平	1.5	4.0	5.5	11.0
13	〃　真荻平	22.4	52.5	33.1	108.0	54	〃　蓬平		0.9	0.1	1.0
14	〃　〃	15.0			15.0	55	〃　仙納	0.2	1.8		2.0
15	〃　〃		6.0		6.0	56	〃　蒲生	0.5	1.5		2.0
16	〃　〃	8.8	9.6	1.1	19.5	57	〃　草島	3.0	3.0		6.0
17*	〃　須川	7.0	4.0		11.0	58	〃　源太	8.0	1.0	1.2	10.2
18*	〃　〃	21.0	8.0		29.0	59	松之山村大字浦田		1.8		1.8
19	〃　〃	0.5	6.5	3.0	10.0	60	〃　〃	0.2	1.5	3.3	5.0
20*	〃　上船倉	42.0	13.0		55.0	61	〃　大荒戸		4.3	1.0	5.3
21	〃　戸沢	6.0	6.3		12.3	62	〃　黒倉	6.2	25.0		31.2
22*	〃　下船倉	7.6	16.6	3.6	27.8	63	〃　水梨	25.0	38.0	12.5	75.5
23	〃　行野	3.0	7.0	0.5	10.5	64	〃　松口	0.1	4.0	0.9	5.0
24	〃　朴木	8.0			8.0	65	〃　〃		3.0		3.0
25	牧村大字平山		4.0		4.0	66	〃　観音寺	0.1	1.4		1.5
26*	〃　平方		6.6	0.4	7.0	67	〃　猪ノ名	0.4	32.2	0.1	32.7
27*	〃　川井沢	14.0	37.0	2.0	53.0	68	〃　兎口	5.0	0.5	1.0	6.5
28	〃　神谷		45.0		45.0	69	〃　浦田	0.6	2.7	0.2	3.5
29*	〃　七森	16.0	17.0	10.0	43.0	70	〃　天水越		5.0		5.0
30*	〃　片町	7.0	5.0		12.0	71*	〃　湯本	8.0	3.0	1.0	12.0
31	〃　池舟	2.0	2.0		4.0	72	〃　天水越	8.0	2.0		10.0
32	〃　松之木	5.0	4.0		9.0	73*	〃　天水島	2.0	1.0		3.0
33*	〃　岩神	6.0	12.0	7.0	25.0	74	〃　藤倉		4.0		4.0
34	〃　切光	16.0	4.0		20.0	75	〃　中尾		9.0		9.0
35	〃　棚広		10.0		10.0	76	〃　天水島	3.8	0.5		4.3
36	〃　棚広新田		11.0		11.0	77	〃　〃	4.5			4.5
37	〃　宇津ノ俣	6.0	6.0		12.0	78	〃　天水越	14.0			14.0
38	〃　〃	10.0			10.0	79	〃　〃	16.0			16.0
39	大島村大字岡	7.0	11.4		18.4	80	〃　湯本	13.0			13.0
40	〃　大島	2.0	4.0	1.5	7.5						
41	〃　仁上	5.0			5.0	計		446.1	655.3	128.4	1,229.8

* は今回踏査した地すべりである。

い。これらのうち今回踏査した地すべりは，船倉・須川百山(ひゃくやま)および神代(こうだい)（安塚町）・真光寺・谷・片町（浦川原町）・平方(ひらかた)・川井沢・七森(ななもり)・岩神（牧村）・儀明(ぎみょう)・寺田（松代町）・上湯(うわゆ)・天水島(あまみずしま)（松之山村）などである。

上湯地すべりが凝灰岩地帯に発生しているのを除けば，残り全部がいわゆる黒色頁岩の地帯に発生している

ものである。次にそれらの概要を述べる。

2.1　船倉地すべり

中船倉と上船倉の間の50町歩以上の大きな複合地すべり（図版1，2）と，上船倉地坂の規模は小さいが，その形態がわかり易い地すべり（図版3～5）の2つの地すべりを踏査した。後者に対しては電探，試錐を実施し，やゝ詳しく調査した。

中船倉と上船倉の間の地すべりは歴史が古く，約370年前に，おそらく地すべりのためであろうが，神社の移転が行なわれた記録があり，また約200年前には粗朶枕といわれる一種の木枝ダムが，地すべり対策として，施工されたと伝えられている。その後もちろん断続的にすべり続けたと思われるが，昭和9年6月～7月には1つの谷が全部すべつた大抜けがあり，同12年2月11日には50町歩に及ぶ最も大きい地すべりが発生し，現在まで断続的に，部分的の小すべりが続いている。

この地すべりは，一般にすべりの速度が緩慢であり，亀裂ができ始めてから3～4日後にすべり始めるようである。また，この地すべり地帯の東側部は抜け山地すべりといわれているが（図版1），これは大正初期に活動した地すべりで，現在は全域が水田となり，すべりはほとんど停止しているといつてよい状態である。しかし，毎年水田の傾動，陥没は著しく（図版6），はなはだしい部分は年間5m以上も陥没する。傾動・陥没は古い地すべり地帯によくみられることであり，この現象の解明は地すべり現象，とくに地すべり地帯の水のあり方という点で，鍵点を占めるもののように思われる。

上船倉地坂地すべりは，最近では，昭和27年秋活動し，現在でも緩慢ではあるがすべり続けている。そのため一部は耕地とされているが，大部分は荒廃地のまま放置され，今年度から耕地として利用されるようになつた（図版5）。27年の活動は最初急激にすべり，その後5日間位すべり続けたということである。その際の滑落崖のさらに奥および側面にも図版3に示したように，古い滑落崖があり，この地すべりも従来から，断続的に活動したものと思われる。第2図に27年地すべりの実測図を示す。平均幅員約50m，長さ400mにも及ぶ帯状であつて，方言で“抜け”といわれる地すべりの別名に相応しい地すべりである。地すべり崩土は破砕泥岩と粘土からなり，その厚さは約20mであつて，図版5に示したように，その末端は川流に侵食され，崩土の移動が絶えず助長されている。

2.2　須川百山地すべり

百山地すべりは図版7，16に示した。この地すべり地帯には，約50年前と20年前に大活動があり，その後1町歩程度の小さな地すべりが毎年2，3カ所に発生している。このように継続的にすべる地すべり地帯は，耕地として年間を通じて一定期間使用されるが（無肥料，大豆，小豆が主），使用後は放置され荒地となり（図版13，14），翌年はふたゝび畑作りをするという農耕法がとられている。この地すべりのすべる速度は船倉の速度と比較すると遙かに早いようであり，また，地帯内に亀裂（図版8，9）の多いのも特徴であり，この亀裂は遂には川谷となり（図版7），地すべり崩土の運搬を行なうようになる。なお，この地すべりは，いわゆる須川背斜の軸部にあたり，地すべり頭部には天然ガスが噴出し，現在利用されている。

2.3　須川神代地すべり

蛇の腰池（径50mほゞ円形）附近から発生し，数個の頂点をもつた地すべりが錯雑している。とくに池からEWの方向と，N 40° Wの方向にすべつている地すべりが大きな規模をもつている。地すべり地帯内には，滑動以外に水田の陥没がみられる。地すべり末端は川流に洗われ，基盤の暗灰色泥岩が地すべり崩土の下に露出しているが（走向NS，傾斜20° W），こゝでは5～10cmの凝灰質砂岩の挟みが4層みられる。また末端地帯では，年々3m位慢性的にすべり，水田の畔を年々作り換えるという大きな労力を払い，したがつて千枚田（棚田，図版11）による米作が続けられている。

2.4　真光寺中尾地すべり

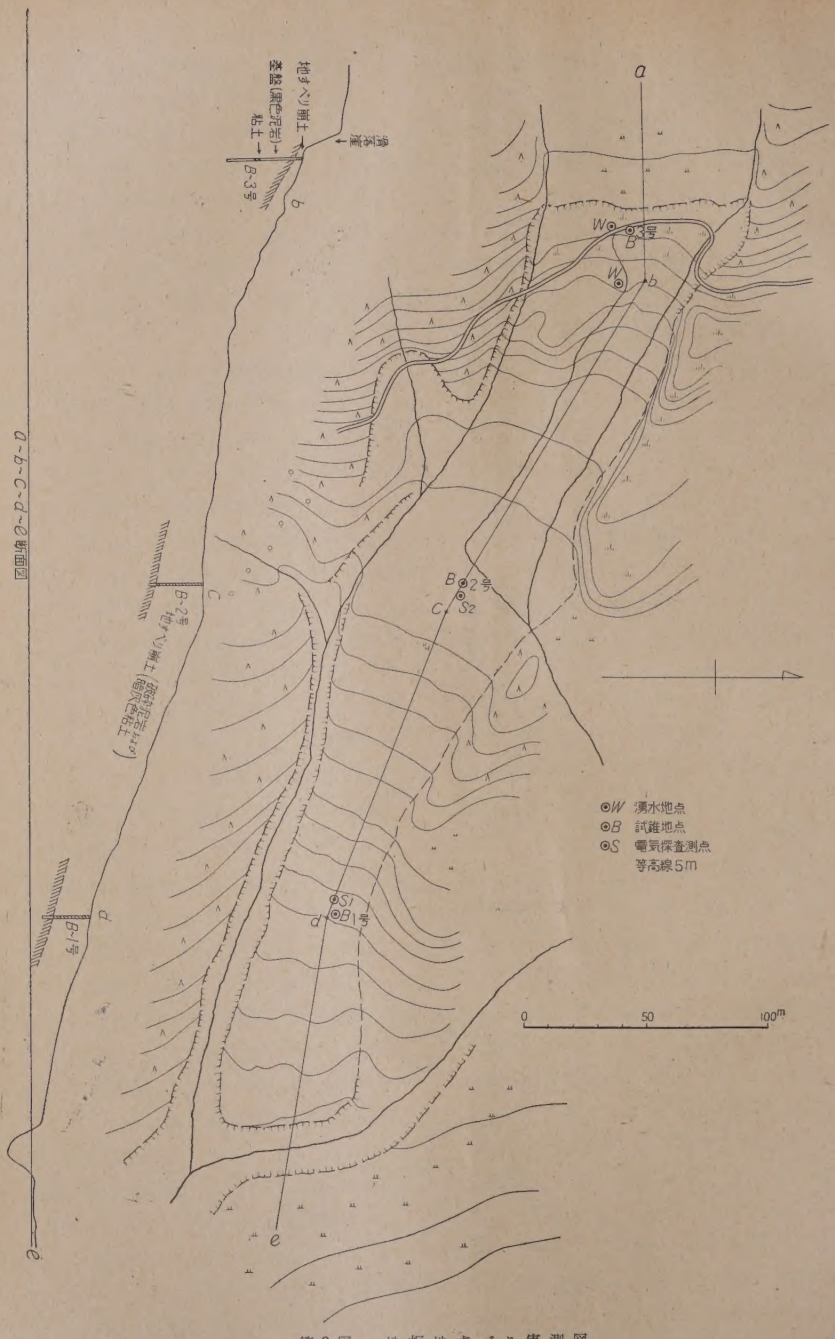
最近の記録では26年12月，28年4月に活動している。28年の活動では，27年に完成した高さ9mのダム1基が地すべり崩土下に埋没された（図版12）。

この地すべりは頭部近くに相当量の湧水があり，中部の傾動地帯の湧水を含め，湧水地点は4カ所に及ぶ。また，典形的な頭部沈下（沈下量約1m）がみられ，沈下部は陵線に近い高所であるにもかゝわらず開田され，その用水は背部の滑落崖に横坑を掘進して取水している。この横坑は延長約25mに及ぶが，内部の岩盤中に約5mの破砕泥岩層が挟まれており，こゝからの湧水が利用されている。このように岩盤中に“ザク層”が挟まれているということは，地すべりの本質を理解するうえに充分注意しなければならない。

なお，真光寺には，この中尾地すべりのほか，大門・津暗沢・広見地すべりなどがあり，これらはいずれも少しずつではあるが，年々すべつている。そのうち大門地すべりは25年に大抜けが発生し，その後暗きょ・横孔ボーリング（20～40m・排水量5 l/min）などが施工され小康を保つている。

2.5　谷地すべり（図版13）

谷地すべりには昭和初年に活動したものと，15年頃活動したものと2つある。後者の地すべり崩土中には炭化



第2図　地坂地すべり実測図

の進んだ埋木があり，その活動の歴史は古いものと思われる。15年頃の活動まで，間欠的にすべつていたが，その後ダム4カ所のほか，暗きよ・開きよ・横孔ボーリングが継続施工され，現在はほゞ停止状態にある。

2.6　片町貝石沢地すべり

貝石沢は地すべり崩土中から介化石・泥灰質のパイプ（径 1～10 cm が多い）が川流に洗いだされて散点するところから名付けられたものと思われるが，現在ではこれらの化石の採集は困難であるし，含化石層の露頭もみあたらない。この地すべりには従来ダム・暗きよ・開きよ

が施工されているが，31年度においても春季に相当すべつている。また，地すべり崩土の露出表面には，白色の硫酸塩が析出し，地すべり地帯の水の水質上の問題で，またあるいは泥岩の塩基置換という点で注意を引く。

2.7　平方地すべり

約50年前に活動したことがあつたようであるが，その後は26年12月1日および27年1月3日に大抜けが発生している。27年には民家3戸が移転を余儀なくされ，砂防ダム・開きよ工事が行なわれ，31年4月までまつたく停止状態にあつた。この地すべりの特徴は間欠的に急激にすべることであつて，すべり始めてから1～2日ですべりが止るようである。31年4月の地すべりは，9日から10日にわたつてすべつたもので，やはり急激な動きで，その特徴をよく示した。この地すべりは今回の調査地すべり中，最も生々しいものの1つであつて，図版14に示したように，径1～2mの泥岩がごろごろとそのままの状態で露出している。また，この地すべりの規模は，幅120m，長さ500m以上に及ぶもので，その模式的の断面は第3図に示したが，階段状に沈下・傾動・

第3図　平方地すべり模式断面図

隆起地帯が交互に連続し，沈下地帯には池が形成され，末端は県道を覆つてさらに下方まで達している。今回の活動前はこの地すべり地帯一帯は，湧水2カ所をもつ水田地帯であり，水田に亀裂が発見され，警戒されていたものが，融雪期を迎え活動し，災害を引起したものである。基盤上に約10cmの暗灰色粘土がみられ，また，地すべり崩土中には凝灰岩起原の青白色粘土（構成粘土鉱物はモンモリロナイト50%以上と推定される）が少量みられる。従来地すべり粘土については，数mm以下の粘土薄層であつても，この粘土層が地すべりのいわゆる滑剤の役割を果しているということがいわれている。しかし，含水泥岩は押しつぶすと簡単に粘土化する性質をもつており，逆に粘土は地すべり現象の産物ということも考えられるわけである。また，あるいは，この性質がかなり地すべり災害を大きくしていることも考えられ，1つの現象の因果関係を正しく把握することは，地すべり調査においては，とくに注意しなくてはならないように思われる。

2.8　川井沢地すべり（図版15～20および第4図）

調査地すべり中最も大きな地すべりである。記録では安政年間の活動が最も古く，明治36年12月23日大抜けが発生し，その後間欠的にすべつている。最近では24年12月14日県道陥没，26年大抜け，28年鳥打場附近小すべり，30年大抜けなどが数えられる。30年の地すべりは2月19日夜から始まり，20日昼まですべつたもので，約50町歩に及ぶ大地すべりであり，ほとんど地域全体が活動範囲にはいつた。この活動によつて，地すべり末端を流下する桑曾根川上流に施工されていた砂防ダム（第4図）の約3分の1は，図版19に示すように浮き上り破壊されてしまつた。その後12月30日，翌31年4月10日から13日にわたつても活動し，小すべりを起し，前年の地すべりの被害による補修箇所が，ふたゝび破壊された（図版20）。また，31年度の小すべりでは，岩盤内の一部が泥状ないし糊状となつて流出し，小すべりまで発展したものであり，この糊状の泥の流出現象は26年地すべりにおいても，地すべり頭部の池の中に泥を吹きあげたという事実にも覗われる。これらの事実は，地すべり全体についていえないにしても，少なくもこの地帯の地すべりは岩盤内の一部が泥化して流出することに，かなりの原因があるものと思われるし，また，地すべり現象では，粘土の含水率の変化による内部摩擦角・粘着力・せん断抵抗などの問題から考えて，例えばこのような意外な面が注意されねばならないように思われる。また，この地すべりのすべり面を図版18に示したが，すべり面はこの場合層理面であり，いわゆる層すべり型の地すべりである。今回の調査では，地質・水質調査のほか，CK-II小型試錐機およびPacksack drillによる試錐と簡単な電探を行なつた。

2.9　七森地すべり（図版21）

300～400年前1度すべつたといわれており，最近では昭和25年6月初めにすべり，31年度においても一部分がすべつている。そのほか末端においては0.5～1m程度は毎年融雪期にすべつている。ことに旱ばつの翌年は大抜けを起すといわれている。この地すべり地帯の土地利用状況は1,000～1,500万円の資金投入によつて，約30町歩が開田されているが，残余は依然として荒地のまま放置されている。なお，地すべり崩土層の層厚は県砂防課によつて実施された電探の結果によれば，5～25m，平均15mであり，この結果に基づいて暗きよ排水が行なわれている。

2.10　岩神地すべり

周辺の地質は凝灰質砂岩を挟む暗灰色泥岩からなる。

第 4 図　川井沢地すべり地帯調査図
(地すべり状況および地すべり地帯水質について，昭和 31 年 7 月 2 日現在)

附近に白山背斜のほか小背斜があり，従来から岩神油田として知られており，現在では日産 2 *kl*(深度 200～300 m) 採油している。最近，さらに深所の採油のため，800 m のボーリングが行なわれたが失敗に終つている。これについてはこの地帯が地すべりの頻発している地帯であり，地表の地質構造と地下のそれとの間に食い違いがあり，それが原因となつているのではないかということも考えることができる。

岩神地区の地すべりのうち赤田地すべりは，折居川左岸にあり，昭和 16 年大抜けを起し，その後 29 年秋から翌春にかけても，緩慢ではあるがすべつている。暗きよ・開きよが施工され，横孔ボーリング (最長 50 m, 平均 30m) も行なわれている。地すべり崩土中には凝灰岩原の白色粘土が比較的多く，この粘土にはモンモリロナイトがかなり多い。その他附近には，岩神 (大正 14 年から継続工事中)，国川 (23, 24 年ダム施工)・小沢地すべりなどがある。小沢地すべりは昭和 25 年の大抜け後，年々 1 m 程度継続してすべつている。

2.11　儀明地すべり

この附近は安塚町・牧村と較べて，砂岩が多くなり，

10～20 cm の泥岩・砂岩の互層の部分がみられ，“黒色泥岩層”の下部が露出している。他の塊状泥岩地域と異なり，地層の食い違いがよくわかり，各所に小断層がみられる。このような小断層の存在は，この地すべりがいわゆる層すべり型地すべりでなく，層理面を切つてすべつている地すべり，いわば逆層すべり型式の地すべりを生ずる原因の1つと考えられる。この地すべりのすべり方は，融雪期に 20～30cm の移動を示す慢性型である。地すべり頭部地帯で暗きよ排水を行なつており，調査時では排水量 36 m³/day に及んでいた。

なお，このほか儀明部落南方に，豆腐屋の抜けといわれる30年春に抜けた地すべりなどが散在する。また，寺田の横手地すべりは30年に大抜けを起し，現在砂防ダムを施工中である（図版22）。

2.12　上湯地すべり

大正4年と昭和27年の2回の大抜けがあり，おのおの40～50町歩すべつている。地すべりの形態は頭部が広く下部が狭く，下部の方が移動量が大きい。地質は主として凝灰岩からなり，凝灰岩の一部は温泉作用を受けている。この地すべりはいままで述べてきた泥岩地帯の地すべりと異なり，地すべりに伴なう崩壊が被害を大きくしている。下流に松之山温泉があるため，砂防ダム・横孔ボーリングによる排水（図版23, 24）が充分行なわれており，そのほか地中浸透量試験・地下水位観測など，いろいろの研究[17]が続けられている。なお，排水量は4月の融雪最終期，6～7月の梅雨期，10月の霖雨期，12月の降雪前の多雨期においては旱ばつ期の数倍量が測定されている。

松之山温泉附近には，このほかに松之山ホテル入口の地すべり，学校附近のものなどがあるが，これらはいずれも，上湯附近の凝灰岩上部の泥岩層地帯に発生している地すべりである。ホテル入口のものは末端部の道路附近で，凝灰岩起原の灰白色粘土が，丁度“地すべり粘土”のような形（図版25）で露出している。

3. 地すべりと地質

調査地域の地質は第5図に示したが，この地域は油田地帯であるため数多くの調査研究がなされている[2)3)4)22)]。

地すべりの分布状態と地質を較べてみると，両者はきわめて密接な関係にある。

すなわち地すべりは，ある特定の地層すなわち黒色泥岩層にとくに多く発生している。またいわゆる地すべり地形（図版26, 27）が明瞭に示されている地帯は，“黒色泥岩”の地帯であり，他の岩層から構成される地域には，この特殊な地形が認められない。この差異は極端であつて，場合によればこれを地層区分となしうるほどである。

このように地すべりが黒色泥岩層の地帯のみに集中頻発していることは，この黒色泥岩層に地すべりのそもそもの素因が潜んでいるものと考えねばならない。

すなわち，黒色泥岩層の性状と，地すべり発生との関連につき，まず検討する必要がある。

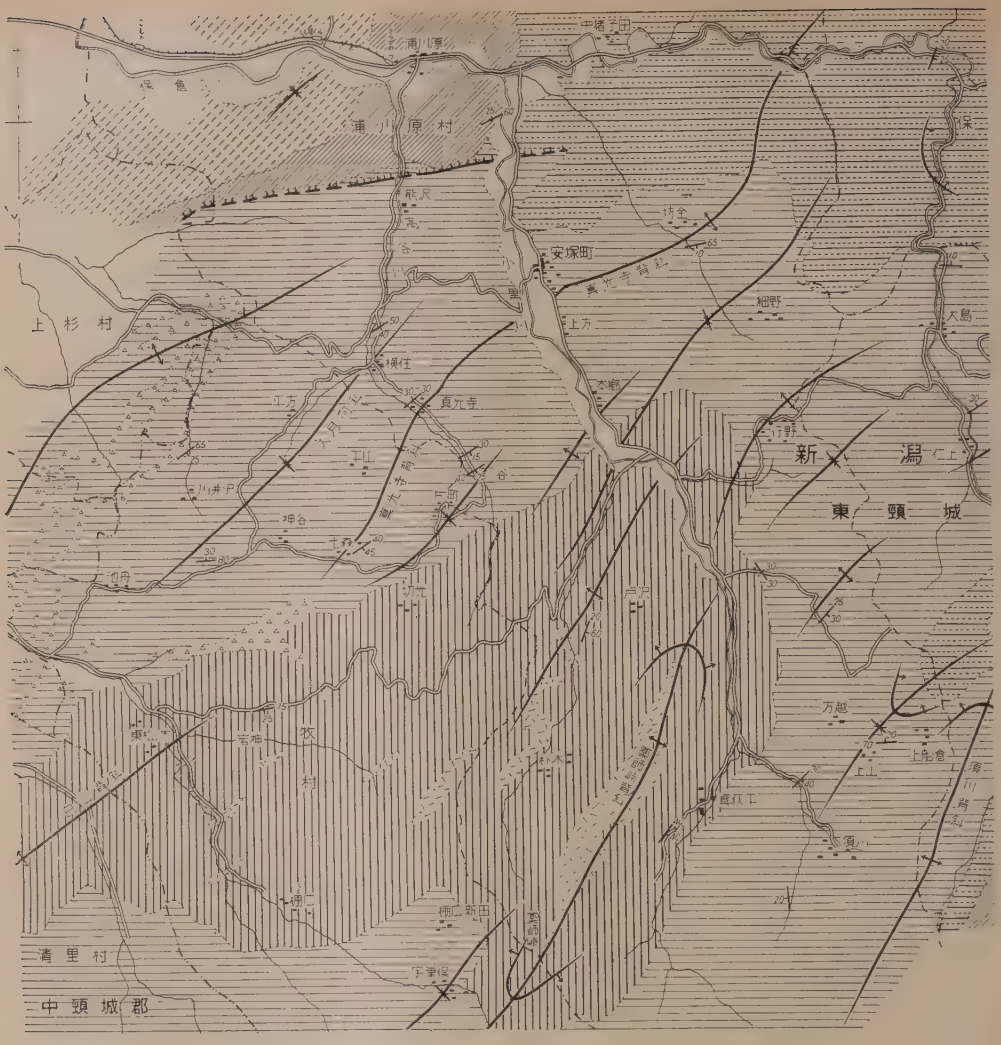
3.1　“黒色泥岩層”の地質的な問題

“黒色泥岩層”は，油田図幅[2)3)]において，下部の縞状頁岩と，上部の黒色頁岩・砂岩頁岩互層の3帯に分けられ，互層は椎谷層（中新統）に対比されてきた。その後池辺展生[5)]は，互層中の砂岩を追跡すると黒色泥岩の上部に完全に移化することを確かめ，さらにこれらの岩層から Umbonium (Suchium) akitanum を発見し，これらの地層を下部ないし中部鮮新統と判定し，結局縞状頁岩のみが頸城中新統に属すべきであろうと論じられている。

しかしこれに対して，金原均二[8)]は，その根拠が決定的とは思われないとして，黒色泥岩はやはり従来通り黒色縞状頁岩とともに，寺泊階に属せしめるのが妥当であるとしており，この時代をめぐつて論議が多い。

こゝで注意すべきことは，黒色泥岩の堆積当時の海況で，これについてはすでに大塚彌之助[23)]，金原均二[8)]によつてもその特異性が注意され，例えば海底盆のような，海水の流動が行なわれにくい所の産物であろうと考えられており，その深度も 1,000 m を超えるものであろうと想像されている。また今回の調査の採取泥岩中からも有孔虫が多数みいだされ，*Cyclammina* sp., *Martinottiella* sp., *Uvigerina* cf. *bifurcata*, *Robulus* sp., *Textularia* sp., *Sphaeroidina* sp. などが同定された。

これらの岩層の褶曲運動は，魚沼層群が著しい褶曲を受けていることから，中越階初期から魚沼階（更新世初期）後まで行なわれたことは衆知のことである。この運動は最近になつて金原均二[8)]によつて，背斜軸の両側で地層の厚さが異なることなどから，おそらく沈積と褶曲が同時に起つているのであろうと論ぜられているし，また，池辺展生によつては，河岸段丘の分布状態，水準点の高距変化が魚沼層群の地質構造と密接な関係にあることなどから，その余塵ともいうべきものが，現世まで行なわれているであろうという推論もなされている。このような褶曲運動，すなわち，いわゆる羽越地向斜の分化・解体を経て造山化する一連の造構運動は，頸城油田として知られているこの地域においても，顕著であり，第5図に示したように，真光寺背斜・薬師峠背斜・松之山ドーム・大月向斜・上達向斜など骨子の大構造のほか白山・須川・大荒戸など数多くの小構造もあり，この地域の地質構造の特性となつている。

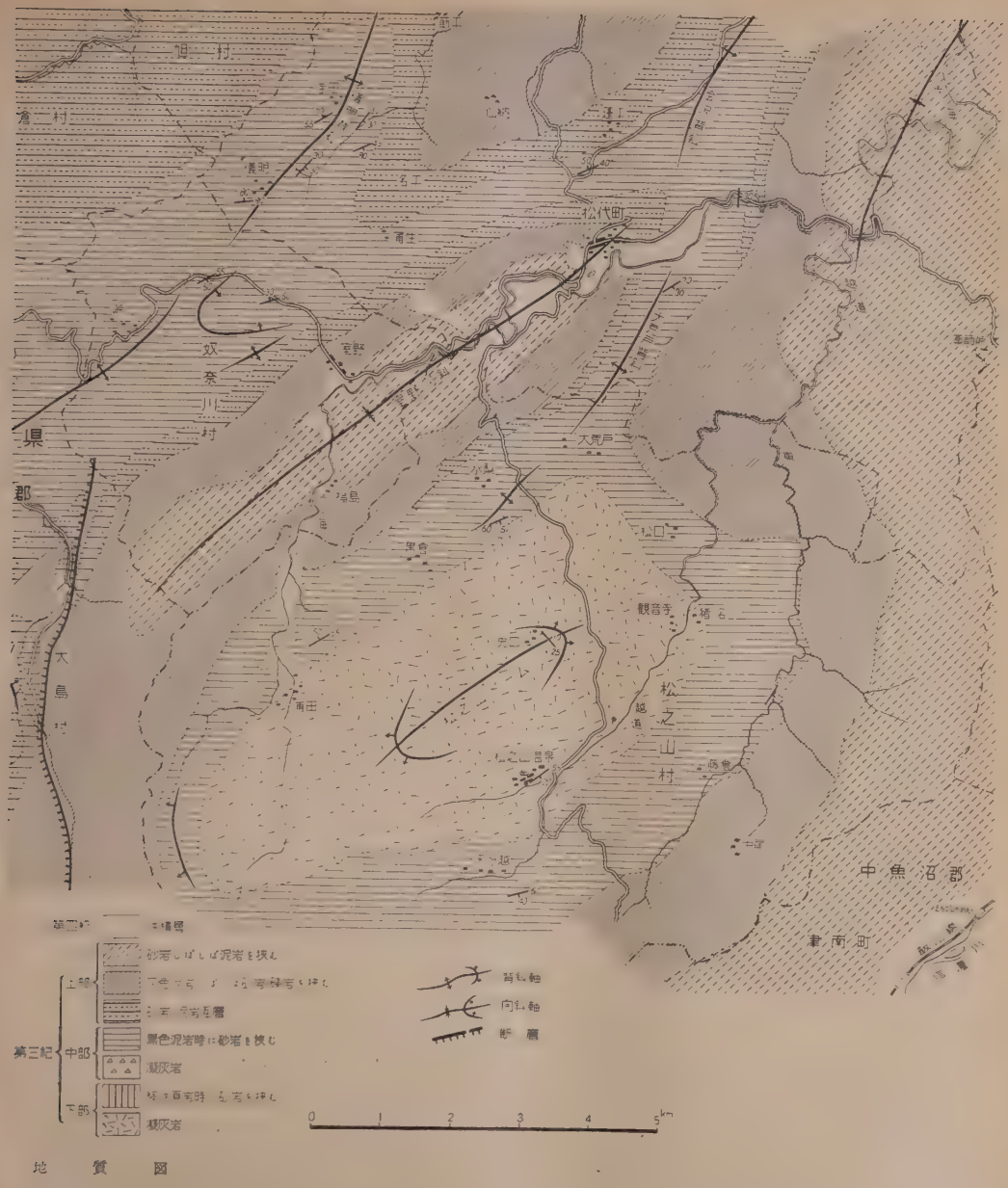


第 5 図　　地　　域

また今次の調査において，上船倉地すべりあるいは川井沢地すべりの基盤のボーリングの際に，第7図および第8図に示すように，基盤中にも粘土層（あるいは含水軟化泥岩層）が介在しており，さらに従来の石油さく井の場合にも，地下深所で“ザク層”などといわれて，粘土層ないし破砕泥岩層の存在が知られている。これを岩層移動の産物と考えると，この地帯の地質構造は，この種の移動によつてさらに複雑化しているものと思われる。

例えばすでに地すべり概要で述べたことであるが，地域南部の岩神油田におけるように，地表地質構造と地下地質構造との間に食い違いが生じ，採油を著しく困難にしている[1]のもそのためと考えられる。またそれと同時に，地すべりが決して地表のみの簡単な現象ではなく，このような黒色泥岩層の堆積時からの根本的性状に伴なう一つの地質現象であり，その根原は遥かに遠い時代までさかのぼらねばならないとの考えも湧いてくる。

すなわち凝結不充分な特殊な堆積層が造構運動によつ



地　質　図

て，不安定状態におかれ，この不安定状態は堆積層が長い続成作用を受けたこんにちまで，なお続いているものと考えられることである。この不安定状態は，例えば岩層の固結度が低いなどの事実となつて現われ，地すべりの有力な素因であろうことは充分考えられる。

3.2　黒色泥岩の岩質上の問題[1)7)9)12)20)28)]

黒色泥岩は，暗灰色～乾燥時は青ねずみ色の軟弱な岩石で，風化すれば黄褐色となる。代表的なものの粒度分析の結果は，第2表および第6図に示したが，ときに砂質となり，また火山生成物と思われる長石・石英・軽石などの粒子を含むこともある。

黒色泥岩の岩質のうち，地すべりとの関連において最も重要なことの1つは，泥岩を浸水させると図版 28 A～Jのような鮪状構造を発生する経過をたどつて，容易に糊状化する性質をもつているものがあることである。

泥岩のこのような性質は，泥岩が含水した場合僅かな刺激で容易に粘土となるであろうし，また極端な場合には，すでに述べた川井沢地すべりにおけるように糊状の

第2表 a 粒度分析表

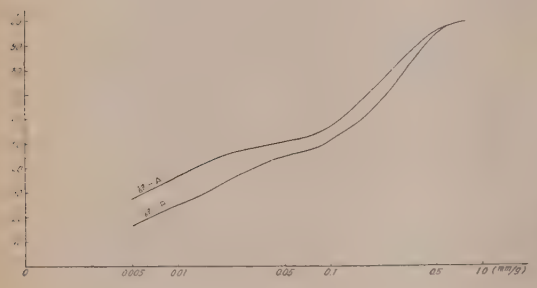
試料	有効径	均等係数	真比重
4.5 m core 試-A	≒0.0015	≒78.66	2.63
2.8 m core 試-B	≒0.0022	≒72.72	2.60

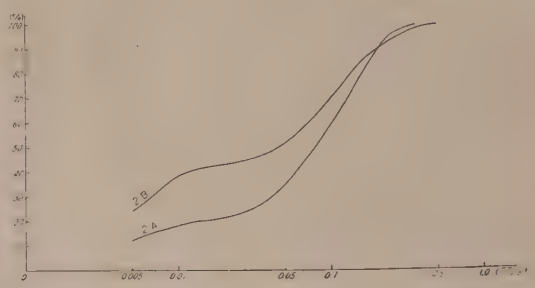
試料	粘土 0.01 mm 以下	微砂 0.01~0.05 mm	細砂 0.05~0.25 mm	粗砂 0.25~2.0 mm	礫 2.0~20.0 mm
試-A	36.5%	14.0%	28.5%	21.0%	0
試-B	25.0%	14.5%	32.5%	28.0%	0

第2表 b 粒度分析表

試料	真比重	有効径	均等係数
2 A	2.70	≒0.0015	≒46.66
2 B	2.63	≒0.003	≒33.33

試料	粘土 0.01 mm 以下	微砂 0.01~0.05 mm	細砂 0.05~0.25 mm	粗砂 0.25~2.0 mm	礫 2.0~20.0 mm
2 A	38.2%	13.8%	42.0%	6.0%	0
2 B	18.2%	17.6%	60.0%	4.2%	0



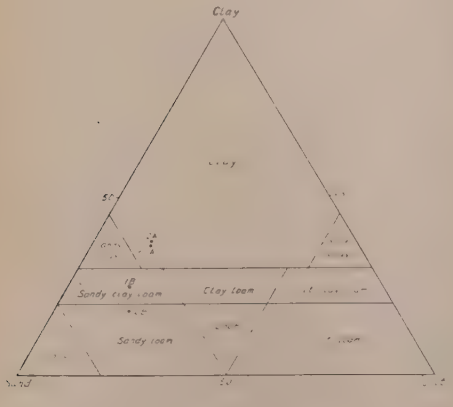


第3表 暗灰色泥岩分析表

No	試料品名	採取場所	SiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na_2O (%)	K_2O (%)	$+H_2O$ (%)	S (%)	Total
1	暗灰色泥岩 鮪状	地すべり岩盤 試錐コアー	61.06	17.13	6.21	2.31	0.67	1.75	3.02	4.21	1.47	97.83
2	暗灰色泥岩	〃	62.83	15.73	5.77	1.95	1.00	1.85	2.56	3.69	1.59	96.97

註） 105 °C で乾燥した試料について分析した。

分析：山田貞子



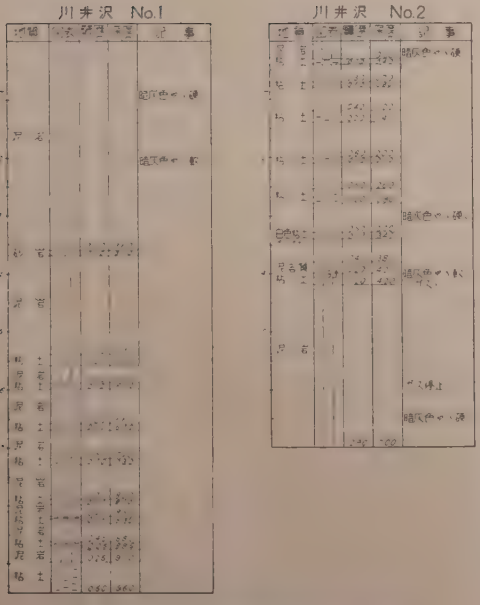
第6図 粒度組成三角図表

泥の噴出となるであろうし，さらにこれは数多くの地すべり地帯にみられる陥没現象とも多少関連しているものと考えられる。一般にこのような泥岩の糊状化の大小は，膨張率・透水度・固結度などに左右されると考えられるが，この場合は固結度が低く，とくに図版28に示したような鮪状組織をもつていることが注意されるというわけである。

鮪状組織は一般に堆積面に平行に，ときに配列を乱してやゝ紡錘形ないしレンズ状のものが重なり合うようになつているものであつて，約30分の浸水で図版28のCに達し約120分で完全に泥化する。浸水当初図版28のAのようにスポットがまず形成され，末期の大きなレンズもこのスポットの大きな集合体であり，当初のスポットが次第に成長したものではない。また一度泥化したものを乾燥し，ふたゝび浸水させても，もはやこの鮪状組織が現われないことから考えると，粘土鉱物のいわゆる膨潤現象ではなさそうである。しかし一方においては粘土に関連して第6図に示したように，鮪状組織を示すものと示さないものの間には，粒度組成，とくに含有粘土分にかなりの差があり，この差が鮪状組織の根本的な原因であるということも考えられるが，分析個数が少ないので断定はできない。

第7図　試錐柱状図

（昭和31年6月25日～7月12日調査，使用機械 CK-II 小型試錐機）



第8図　試錐柱状図（使用機械 Packsack drill）

また顕微鏡下でも，鮪状泥岩のこのようなレンズと石基の部分に粒度などの差があるように思われないし，結核のような核も認めることはできない．また結核は化学成分のうえで特徴あることが多いが，その点でも鮪状泥岩は第3表に示すように，鮪状組織を示さない一般の泥岩と比較して成分上の著しい特異性はもつていない。

以上のような結果から，この鮪状組織の成因として，次の 2，3 を考えることができる。

(1) 粘土粒子を含む混合物が堆積する場合，粘土粒子の特性に基づく特殊な堆積作用が行なわれた。

(2) (1) のような特殊な堆積物が未固結であるときに，転動あるいは同時変態などを受けた。

(3) 堆積層が粒子の再配列など行なう続成作用の初期の脱水現象による。

これらのほかいろいろの成因が考えられると思われるが，すでに述べたように，地質および地質構造的には，この泥岩層は特殊な堆積環境と堆積当時からこんにちまで続くと考えられる造構運動の影響を受けていることが特徴であつて，これらを基礎とし，粒度組成を初めとし

て，この鱗状構造の成因については，今後いろいろの角度から検討していきたいと考えている。

4. 地すべりと水

地すべり地帯には湧水が多く，一般に水が豊富であることはよく知られている。しかも，この湧水は降雨とはあまり直接的な関係をもたずに湧出していることが多く，また陸水としてはかなり多量に塩類を含んでいる。そうして，このように塩類の多い水は――地域あるいは個々の地すべりによつてその性質を異にしているが――地すべりとかなり密接な関係にあるとされている。この例としては，長野県茶臼山地すべり，新潟県姫川流域の地すべり・群馬県高崎市の地すべりなどをあげることができる。しかしながら，これらはいずれも密接な関係にあるという程度，あるいは水の及ぼす化学作用を，単に鉱泉風化と呼んだ程度であつて，それ以上深く考究されなかつた。したがつて，地すべり地帯における水の知識は不充分であり，同時にこれは従来の地すべり現象の理解そのものがなお不充分であつたために考究されなかつたということができよう。地すべり対策の焦点が，地すべり地帯の水の処理に向けられつつある現在，この水のいろいろの問題がさらに解明されなければならないものと思われる。

さて，地すべり地帯の水には，降雨・融雪水などのような気象的な水の問題もあるが，これらは地すべりを起す刺激的な誘因と考えられるし，またこの種の水の問題については，多くの報告がなされているので，とくに取りあげなかつた。こゝでは主として地すべり現象に素因的に作用する水の問題にある程度限定して，地質的・化学的にとりあつかつた。

4.1 調査法

調査の対象とした水の大部分は湧水であるが，地すべり地内の溜り水なども必要に応じて調査した。湧水には自然湧水のほか，横孔ボーリング・暗きよ排水・横井戸（この地域の民家では生活用水として横井戸を利用しているものが多い）などが含まれる。その調査地すべり地帯は約16カ所，調査地定点は約150点である。

現地では，主としてコーラウシュブリッジを使用して水比抵抗値を測定して水質を判定し，同時に水温，pHなどの測定を行なつた。また必要に応じて，試薬（規定硝酸銀溶液・塩化バリウム・硫酸カドミウムなど）による主要成分の定性を併用した。水の化学・地質的性質を追求するのに重要な成分は，pH, free CO_2, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^- などの陰イオンおよびこれらと結合する陽イオンの状態である。なお，現地における塩類の定性とは別に，代表的な湧水については帰庁後にこれを分析した。水質ではさらに dis. O_2, $KMnO_4$ 消費量なども定量的に検討することが必要であつて，これらは次の機会に考究して行きたいと思つている。

4.2 地すべり地帯と水質の関連性

この地域の地すべり地帯には，いずれも溶存成分量の多い水が分布し，これらの塩類の多い水は地すべりと密接な関係にあることがその分布から明らかにされた。例えば，牧村の川井沢地すべり地帯では，地すべり地内の湧水は 270～2,000 Ω-cm の水比抵抗値を示し，その周辺では 3,000～8,000 Ω-cm を示し，さらにその外側の非地すべり地帯では 10,000～20,000 Ω-cm の水比抵抗値を示した。また安塚町の船倉地すべり地帯では，地すべり地内で 1,500～3,000 Ω-cm，周辺地帯では 3,000～6,000 Ω-cm，外側の非地すべり地帯では 10,000 Ω-cm 以上に達していた。地すべり地帯とこのような特徴的な水分布との関係―地すべり地帯にのみ塩類の多い水が分布すること―は他の地すべり地帯でも常に認められた。

さらに地すべりと水質の関係で重要なことは，地域的に多数の地すべり地帯を調査し，これを対比して観察している間にわかつたことであるが，地すべりの新旧・規模・形態あるいは反復性の強弱などと塩類の多い湧水との関係である。すなわち，新しい地すべり地帯あるいは大規模な地すべり地帯，または比較的短い間隔をおいて地すべり活動を繰り返すような地すべり地帯には，とくに溶存成分量の多い湧水が分布したり，その塩類組成の変化が著しかつたり，またこのような水の湧水量が多かつたり，またあるいは湧水地点が沢山あつたりすることなどが注目されたことである。

この事実から考えると，ある地すべり地帯で水抜きボーリングが行なわれたとき，水質の悪い地点附近は，水質のよい地点附近よりも今後地すべり活動をより引き起こし易いであろうことが推定され，地すべり活動の予知に1つの資料を提供するものと思われる。

これらの点から，このような塩類の多い特徴的な湧水の性質を理解することは，地すべり現象を知る1つの重要な手掛りであると思われる。

4.3 水質とその特徴

調査地域の地すべり地の湧水約20点について主要成分を定量した結果は，第4表に示した通りである。水比抵抗法などによつて水質の概要を調査した結果は，多数なので省略した。

次に水質のこの地域としての特徴を述べる。固形成分の総量は数 100 ppm から，多いものは 2,000 ppm 以上に達している。これらの塩類の種類を，含有量の順で表わすとほゞ次のような関係になる。

(1) 硫酸アルカリ～重炭酸ソーダ～重炭酸石灰～重

第4表　水質分析表

No	採水地	水温 (℃)	電気伝導度 (μ-mho)	pH	RpH	pH～RpH	free CO_2	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	SiO_2	主要成分（塩類として）	備考
1	牧村　川井沢	16.0	2,940	7.2	7.4	1.2	20	10	348	806	35	9	—	硫酸アルカリ・重炭酸アルカリ・重炭酸石灰・重炭酸苦土など	川井沢地すべり地帯内の湧水　第4図～A
2	〃　〃	15.0	770	4.6	4.6	0.0	16	14	0	312	41	17	38	硫酸アルカリ・硫酸石灰・硫酸苦土など	川井沢地すべり地帯内の湧水　第4図～B
3	〃　〃	10.7	1,050	3.8	4.0	0.2	25	12	0	318	33	14	—	〃	川井沢地すべり地帯に現われた滑落崖の斜面上の湧水，第4図～C
4	〃　〃	19.3	476	6.7	7.0	0.3	—	12	40	169	19	4	—	硫酸アルカリ・重炭酸石灰など	川井沢地すべり地帯を流れる曾根川の沢水，地すべり湧水＋地表水
5	〃　神谷	12.3	1,050	6.2	6.6	0.4	112	6	210	298	49	19	29	硫酸アルカリ・重炭酸石灰・重炭酸苦土など	神谷地すべり地帯の上部（県道の側）における湧水
6	〃　平方	12.3	2,560	7.5	8.0	0.5	16	80	452	318	22	8	19	硫酸アルカリ・重炭酸アルカリ・重炭酸石灰・重炭酸苦土・塩化アルカリなど	平方地すべり地帯内の湧水
7	〃　上森	12.0	770	6.4	6.8	0.4	19	22	55	326	39	14	23	硫酸アルカリ・硫酸石灰・重炭酸石灰など	上森地すべり地帯内の暗きよ排水
8	〃　岩神	11.7	144	6.6	7.0	0.4	6	20	40	11	6	1	—	〃	岩神の赤田地すべりの上部，地すべり周辺の水抜きボーリング
9	〃　〃	20.0	227	6.7	7.1	0.4	20	22	134	3	19	5	—	重炭酸アルカリ・重炭酸石灰など	岩神の中央地すべり地帯の暗きよ総排水，地表水を混ずる
10	安塚町　船倉	12.7	555	5.6	6.6	1.0	75	12	21	233	32	11	21	硫酸アルカリ・硫酸石灰など	上船倉地すべりの滑落崖の下における湧水
11	〃　〃	19.3	625	7.1	7.4	0.3	9	34	155	136	28	7	7	硫酸アルカリ・重炭酸石灰・重炭酸苦土・塩化アルカリなど	中船倉地すべり地帯内の沢水
12	〃　〃	10.8	232	5.8	6.2	0.4	19	10	12	87	15	5	—	硫酸アルカリ・硫酸石灰など	上船倉と中船倉の中間，地すべりの周辺にあたる湧水
13	〃　須川百山	19.3	513	6.8	7.0	0.2	7	9	55	110	17	4	—	〃	百山地すべり地帯内を流れる沢水
14	〃　〃	21.5	770	6.2	6.6	0.4	7	57	15	222	26	8	9	硫酸アルカリ・硫酸石灰・塩化アルカリなど	百山地すべり地帯内の湧水
15	〃　須川神代	19.8	476	7.0	7.4	0.4	12	9	116	106	43	8	—	硫酸アルカリ・重炭酸石灰など	神代地帯内の表流水，地すべり表土の浸出水にあたる
16	浦川原町　谷	14.0	800	7.0	7.4	0.4	18	14	360	270	56	10	—	硫酸アルカリ・重炭酸石灰・重炭酸アルカリ・重炭酸苦土など	谷地すべりの上方（△298.7 の下部）の湧水
17	〃　〃	—	770	7.6	8.0	0.4	3	16	288	151	15	2	—	硫酸アルカリ・重炭酸アルカリ・重炭酸石灰など	谷地すべり地帯内の水抜きボーリング
18	〃　真光寺	12.4	270	6.5	6.8	0.3	—	12	34	86	—	—	—	〃	中尾地すべり地帯内の湧水
19	松代町　儀明	11.8	570	5.0	5.4	0.4	21	10	10	296	28	26	25	硫酸アルカリ・硫酸石灰・硫酸苦土など	儀明の大抜け地すべり，上方における暗きよ排水
20	〃　寺田	16.0	294	7.4	7.4	0.0	2	10	52	85	19	3	—	硫酸アルカリ・重炭酸石灰など	横手地すべり地帯の沢水，ダム構築地点，地表水を混ずる

単位：電気伝導度はマイクロモー，その他は ppm で示す。

酸苦土～極少量の塩化アルカリなど

(2) 硫酸アルカリ～重炭酸石灰・苦土

(3) 硫酸アルカリ～硫酸石灰～重炭酸石灰・苦土

(4) 硫酸アルカリ～硫酸石灰・苦土

(5) 重炭酸アルカリ～重炭酸石灰・苦土

以上のように水質は pH, free CO_2, HCO_3^- および SO_4^{2-} で特徴づけられており，天然ガスを賦存する頸城油田地域の新第三紀層地帯の湧水であるにもかゝわらず，Cl^- は特別な例を除いては一般に僅少であり，Cl^- で特徴づけられたいわゆるガス水の影響は受けていない。

水の比抵抗 水の比抵抗は，その電解質の溶存成分の総量とほゞ一定の関係にあり，Ω-cm で表わしたときは負，$\mu\upsilon$/cm (micro-mho, Ω-cm の逆数$\times 10^{-6}$) で表わしたときには正の相関関係を示す。この地域では，温度や塩類の種類によつて多少の差はあるが，$\mu\upsilon$/cm の値に 0.8(0.7～0.9) を乗ずるとほゞ溶存成分総量 (ppm) を表わしているものとみなしてまずさしつかえない。

したがつてコーラウシュブリッジで水の比抵抗値を測定することによつて，溶存成分量の多寡，ひいてはこのような塩類を含む水の分布状態，地すべりと湧水との関係，地すべり地帯の水理など地すべりと密接な関係をもつ水について，ある程度確認しつつ調査することができる。

pH および RpH ともに比色法(S.Z.K.)で測定した。この地域の地すべり地帯の水は，pH の変化範囲が広く，最低3.8から最高8.4の間にあつた。しかし湧水の多くは pH 7.0 以下で，5.6 程度までのものが多い。pH と RpH の差は，主として free CO_2 と関連して示されるものであるが，この地域では多少の例外もあるが 0.3～0.6 程度のものが多かつた。

free CO_2 (遊離炭酸) 水の総酸度から求めた概略のものであるが，地すべり地帯の湧水では 10～25 ppm 程度は普通に含まれ，多い場合には 100 ppm に近い例もある。一般に free CO_2 の比較的多い傾向は明らかに認められた。

HCO_3^- M-アルカリ度から求めた。数 10 ppm から多いものは 400 ppm 前後含有される。主として，重炭酸石灰・苦土あるいは重炭酸ソーダとして含まれる。

Cl^- モール氏法で求めた。なお現地では多数の湧水について規定硝酸銀溶液を用いて定性的に試験した。地すべり地帯の湧水でも，ときとして 60～80 ppm に達する例外も僅かにあつたが，一般に僅少で 10～20 ppm 程度が普通である。ガス水の性質をおびる地下水は，きわめて多量の Cl^- を含むにもかゝわらず，地すべり地帯の塩類の多い湧水に Cl^- の少ないことは，これらの湧水の水理を考察するのに1つの重要な指針となる。なおこれらの点に関しては，後に SO_4^{2-} の問題も含めて地すべりの化学的性格の項で述べる。

SO_4^{2-} 硫酸アルカリ，硫酸石灰などとして含まれ，SO_4^{2-} として数 100 ppm を含み，多いものは 800 ppm 以上に及んでいる。この地域の地すべり地帯の湧水には，一般に SO_4^{2-} が多く，1つの特徴的な成分である。

陽イオン類 Ca^{2+} は 15～50 ppm 程度含まれ，Mg^{2+} は Ca^{2+} の $1/2$～$1/6$ 程度に含まれる。アルカリ (K^+, Na^+) は分析結果による陰イオンのミリバールからも算出されるように，主要な陽イオンとして含まれる。

鉄 湧水中に含まれる鉄は，主として重炭酸鉄であり，牧村の片町地すべり，浦川原町の真光寺地すべりなどではきわめて鉄の多い湧水がみられる。とくに鉄の多い湧水は，Fe^{2+} から Fe^{3+} への酸化，すなわち不溶性の鉄に移過することによつて，地すべり地帯の水田に赤褐色の水酸化鉄を浮遊あるいは沈殿しているものがある

硫化水素 (H_2S) 地すべり地帯の湧水には，硫化水素 (H_2S)，または H_2S に依存した水硫化物 (HS^-) が含まれる。牧村の神谷地すべりなど大規模な地すべり地帯には，多量の硫化水素を含む湧水があり，このような湧水は強い硫化水素臭を発している。なおこのような水を放置すると，硫黄を遊離して顕著に白濁する。そのほかに硫化水素臭のないものでも，硝酸銀溶液を加えると赤紫色を呈し，カドミウム塩(例えば硫酸カドミウム)を加えると黄色の硫化カドミウムを僅かながら沈殿するような湧水は普通である。これも，地すべり地帯の湧水の1つの特徴であり，地すべり地帯の地化学作用を暗示するものである。

4.4 地質と水質の関連

地すべり地帯に湧出する，塩類の多い水の成分が，どこからどのようにしてもたらされたものであるかは，地すべり現象のみならず，地質的の面からもきわめて重要な意味をもつている。今次の調査地域は，いわゆる頸城油田地域であつて，天然ガスも胚胎され，地すべり地帯でも天然ガスの露頭はしばしばみられる。地すべり地帯にガス露頭の比較的多いことは，地すべりを地質的あるいは水理的に理解する点でかなり重要な暗示を与える。いわゆるガス水は，多量の塩類を含んでいるが，この塩類には限定された特徴がある。すなわち，多量の塩化物を含み，Cl^- という安定したもので特徴づけられ，かつその pH は 8.0 内外で天然水としては強アルカリ性である。同時にメタンガスの存在によつて非共存性の SO_4^{2-} は含まれず，また free CO_2 は地化学的に含まれな

い註1)。したがつて，地すべり地帯の湧水は，ガス水とは相反する性質をもつており，ガス水とはほとんど関係がない比較的浅い地下水であることが推定される。また水温も深所から導かれたと考えられるような異常温度を示すものもない。

地すべり地帯に湧出する水の特徴的な成分，例えば，free CO_2 は，泥岩中あるいは泥岩から溶出されたある種の有機物が浸透水で酸化分解されて，内部で二次的に生じたものと考えられる。このような活性な CO_2 は，炭酸として母岩に作用し，地すべり母岩中のアルカリ・石灰などの塩基と置換して重炭酸塩として水に溶存するようになる。また SO_4^{2-} は泥岩中の硫化鉄を同じように，酸化分解して溶出された成分と考えることが妥当である。船倉地すべり地帯で試錐によつて採取した泥岩の分析結果では，Sとして 1.5～1.6%，FeS_2 とすれば 2.7～2.9%含まれていた。さらに1つの特徴的成分として湧水に含まれる H_2S（または HS^-）は，硫酸塩がメタンで分解されて二次的に発生したと考えられる。このように内部で二次的に生じた H_2S は，湧水中に認められるが，なお酸化帯から還元帯にはいる附近でふたゝび鉄と結合し，コロイド状の硫化鉄として鉱染しているのが認められる。これらの化学反応，塩基置換，イオン交換およびそれらに伴なう粘土の生成などについては次回に詳述する考えでいる。

なお，このような塩類の多い水の湧出点は，地すべり活動によつて移動し，また一般に滑落崖の下部にはその地すべり地帯でもつとも特徴的な湧水がみられる。

湧水の移動は，1つの地すべり地帯で次第に頭部に向かつて移動している傾向があり，これによつて，地すべり地帯は拡大しつつ，最終的には稜線に達するまで繰り返し活動している原因ともなつているようである。

5. 地すべりと粘土

一般に“地すべり粘土”といわれる可塑性の大きいベントナイト質の粘土は，地すべり崩土と基盤との間，あるいは地すべり崩土内にみられる。また，今回のボーリング調査でも明らかにされたが，基盤内にも粘土層が介在している。基盤内の粘土層は，岩盤内に発生する一次地すべりではとくに重要視されねばならない。すなわち，一般に地すべりは，岩盤が拡大的に活動するものであることを考えれば，岩盤内に介在する粘土層の重要性が明らかである。したがつて岩盤内の粘土の分布状況とその生成機構を，地すべり現象に関連して，地質的・化学的に考究して行きたいと思つている。

そのためには，現在すでに生成されて地すべり地内にある“地すべり粘土”の諸性質をも明らかにする必要がある。

さてこの地域の地すべり地にみられる粘土には，泥岩起原のものと凝灰岩起原のものとがある。前者は一般に暗灰～青緑色を呈し，後者は白色～帯青白色を呈する。粘土鉱物は主としてモンモリロナイトであるが，その量は数%から多いものは80% 内外に及んでいるものと推定される。とくに凝灰岩起原のものは，肉眼的に石英粒を認めることが多く，主としてモンモリロナイトからなり，ベントナイトと呼ばれる可塑性の大きい粘土である。

このベントナイトが地すべりに重要な役割を果していることはすでによく知られていることであつて，その極端なものでは僅かに 1mm 程度のベントナイト層が滑剤となつていることも報告されている。しかしこの地域の地すべり地帯全般をみた場合には，このようなベントナイトと呼ばれる性質の粘土は僅かであり，また分布は局部的であつて，“地すべり粘土”の大部分は泥岩起原の暗灰色粘土である。この種の泥岩起原の粘土はモンモリロナイトの含有量は少なく，可塑性あるいは流動性ではベントナイトより劣つている。しかしその普辺性という点から考えると，この泥岩起原の粘土あるいはその粘土化作用に地すべりの本質を理解する鍵が隠されているのではないかと考えられる。すなわち，地すべり地帯の泥岩そのものが，少なからず粘土化作用を受けており，岩石としての固結力を失つたものに移過することに地すべりの素因の1つが存在するようである。

この地域では，一般に泥岩より凝灰岩の方が粘土化が進んでいるが，凝灰岩と泥岩の粘土化の程度の差は，岩質の相違，例えば凝灰岩は泥岩より透水性が大きく，化学的作用がより活発に行なわれ易いことなどで理解される。

最も重要な点は，この地域の泥岩，あるいは介在する凝灰岩がなぜこのように容易に，かつ急速に粘土化しやすいかということである。この点は，すでにしばしば述べてきたことであるが，要約すると，粘土となる母岩の塩基置換などの化学作用が容易に行なわれる条件にあり，かつ環境に置かれたことである。

次に地すべり粘土について若干の試験を行なつたので，その結果を報告する。

5.1 粘土の呈色反応

パラミン（パラフェニレンジアミン，$C_6H_4(NH_2)_2$）を

註1) 昭和32年度に実施された古志郡地域の調査で明らかにされたことであるが，石油試掘の廃井あるいは 100 m 内外以上に深く掘られた坑井などの水は Cl^- が多く pH は 8.0 内外ないし 9.0 近く，明らかにかん水の傾向をもつていた。

第5表　粘土および泥岩の呈色反応

試料番号	産地・種別	色（塩酸処理後）	Mont. %（推定）	螢光X線分析 Mont.	Q.	Feld	その他
1	川井沢　黄褐色泥岩	淡灰	10				
2	〃　暗緑色泥岩	淡褐	10				
3	〃　暗灰色泥岩	暗褐	—				Hyd. Halloy. Crist.
4	〃　暗灰色粘土	暗灰	5	○○	○○○	○○	○○　○
5	〃　〃	暗灰	—				Hyd. Halloy. Crist.
6	〃　灰色粘土	暗灰	30	○○		○○○	○○　○○
7	〃　灰白色粘土	灰	50				
8	中船倉　暗灰色粘土	暗灰	—				Crist.
9	平方　暗灰褐色粘土	暗灰	20	○○○	○○		○
10	須川（神代）黄白色粘土	白	80				
11	岩神（赤田）灰色粘土	乳白	60				
12	松之山　白色粘土	白	20				Crist.
13	松之山（上湯）灰色変質岩	黄白	—	○○	○○○		○ Hyd. Halloy. Crist.
14	平方　暗灰色泥岩	暗灰	10	○○	○○○	○○	○　○
15	川井沢　暗灰色泥岩	暗灰	10				
16	岩神（赤田）暗灰色泥岩	暗灰	—				
17	石畑　暗灰色泥岩	灰	15				
18	山崎　暗灰色泥岩	灰	—				

使用する染色法によつて，モンモリロナイトの含有量を調べた。この染色法によつて，ある程度量的な数字もだすことができるものと考え，純粋に近いモンモリロナイトを5％から50％まで5％置きの標準試料として用意し，同時に呈色反応を行なつて比較してみた。おもな対比事項は，呈紫色反応とその試験管の管壁附着量，および微鹸性としたときの呈赤色反応とその沈殿量である。沈殿量については，呈色直後とその後1週間にわたる5回の観測によつて対比した。5回の観測でモンモリロナイト含有量の少ないものには，順位に多少の変動があつた。1週間後には呈赤色反応による沈殿はエメラルドグリーンに変化したが，これは呈赤色反応の鮮明度あるいは沈殿量に正比例するものであつた。この呈色反応の結果は，第5表に示した。白色～淡色の粘土ではモンモリロナイト含有量 30～80％と推定され，多いものはほとんどモンモリロナイトからなり，ベントナイトと称すべきものであつた。暗灰色の粘土ではモンモリロナイトの含有量は一般に10％以下であつた。なお，試料の一部を螢光X線分析を行ない，その結果も第5表に示したが，とくに泥岩起原の粘土ではモンモリロナイト以外の粘土鉱物が含まれているようである。今後その検討や純粋なモンモリロナイトの化学成分の検討などが必要である。

5.2　粘土の水分

粘土の含有水分を定量した結果は第6表に示した。湿潤水は，現地で試料をポリエチレンの袋に採取し，帰庁後にその一定量（約 20 g）を約2週間自然風乾に処理して秤量したものである。$-H_2O$ および灼熱減量は風乾試料について定量した。$-H_2O$ は 130°C に乾燥したものであり，灼熱減量は多少の有機物などの影響もあるが，ほゞ高温脱水性の結晶水である。これらの含有水量は粘土の物理性および鉱物の性質をある程度示している。

結晶水は OH の形で結晶構造を構成するイオンとみることができ，$-H_2O$ はモンモリロナイトなどの粘土鉱物に含まれる低温で脱水する水分を示すもので，一般に吸着水とも呼ばれている。最近では，吸着水は単に粘土鉱物粒子の間に，毛管現象で吸着されているもののみでなく，さらに強い結合力をもつて粘土鉱物層格子の間に侵入して結合する水分のあることが推定されている。粘土に含まれる水の問題は難解であるが，いずれにせよ OH の形で含まれる結晶水以外の自由水が多く，その量は湿潤水として22％内外から40％近くまで及んでおり，また $-H_2O$ も多いものは13％，少ないものでも粘土と呼ばれるようなものは4％以上，泥岩の塊状を呈するものでも3％内外に及んでいる。多量の自由水は粘土に粘性を生ぜしめ，可塑性の大きなものとなる。また，外観

第6表　含水量分析表

No	試料採取地（地すべり地名称）	試料の種別	湿潤水 (%)	完全風乾試料の水分 −H_2O	完全風乾試料の水分 +H_2O	完全風乾試料の水分 Total
1	川井沢地すべり	黄褐色泥岩	16.02	4.85	5.21	10.06
2	〃	黄緑色泥岩	22.41	4.82	5.09	9.91
3	〃	暗灰色泥岩	23.70	3.13	5.83	8.96
4	〃	暗灰色粘土	22.98	5.46	5.39	10.85
5	〃	〃	21.16	4.21	5.77	9.98
6	〃	灰色粘土	26.63	5.41	4.12	9.53
7	〃	灰白色粘土	39.19	7.60	3.21	10.81
8	中船倉地すべり	暗灰色粘土	21.57	4.33	5.51	9.84
9	平方地すべり	暗灰褐色粘土	24.75	6.20	6.38	12.58
10	須川の神代地すべり	白色粘土	30.95	8.03	6.46	14.49
11	岩神の赤田地すべり	灰色粘土	38.12	13.10	6.24	19.34
12	松之山の上湯地すべり	黄白色粘土	29.02	6.86	6.68	13.54

備考　No 1　No. 3 の上層に分布する同質岩，地すべり活動前に浸透水によつて酸化されていた層。
2　No. 1 の上層で有機物を含む暗灰色粘土層の下にある層。
3　地すべり泥岩塊，外観は泥岩状を呈し粘土化していない。
4　地すべり面上の粘土，地すべり活動によつて No. 3 が物理的に粘土化したもの。
5　No. 4 とほゞ同質。
6　局部的に存在する灰色粘土。
7　地すべり末端に分布する灰白色粘土。
8　地すべり地内の粘土。
9　平方地すべり地帯の基盤上の粘土。
10　地すべり頭部に分布した白色粘土，凝灰岩原。
11　地すべり地内の粘土。　〃
12　地すべり地内に僅かに分布する。　〃

がなお泥岩状を呈する崩落岩塊なども相当量の自由水を含み，地すべりの活動前にすでに地すべり特有の風化によつて岩層自身が少なからず粘土化の過程にあつたことを示している。

6. 地すべり地の内部構造

地すべり地の地下構造を知ることは，地すべりの本質・機構などを理解するために，重要であると同時に，排水工を初めとする地すべり対策にとつても，その計画や施工にあたつて，欠くことができない。このような目的で，今回の調査に際して，試錐・電探の両調査を実施した。従来，地すべり地の内部探査として，一般には比抵抗法による電探が実施されており，その調査報告も数多い。しかし，また，ボーリングによる実際の結果と比較すると，その結果は必ずしも一致しないということもいわれている。これは地すべり現象の本質あるいは地すべり地の地質を理解しない解析法に，かなりの欠陥があるのではないかということが考えられると同時に，地すべり地の特性から電探調査そのものの信頼性にも疑問があるように思われる。この点を明らかにするため，今回とくにボーリングと併用調査を行なつた。次にそのおのおのの調査結果の概要を述べる。

6.1 試錐調査

調査には，CK-II 小型試錐機と Packsack drill を使用した。

6.1.1 CK-II 小型試錐機による試錐

使用機械　CK-II 小型試錐機
（ロビン中島　6～8 HP ガソリン発動機）
Longyear　ピストンポンプ
（ロビン　3 HP　ガソリン発動機）

調査孔数　船倉地すべり　3孔
川井沢地すべり　1孔

総掘進長　97.50 m

各孔の試錐柱状図は第7図に示した．また，それぞれの作業の概要は次の通りである。

船倉地すべり　1号　（第2図参照）

2号とともに地すべり崩土の地質状況とその厚さを明らかにすることを目的とした。

XRT ケーシングビットで掘進し，深度 50 cm で逸水し，附近の地表から噴水したので，3.00 m までケーシングを挿入した。3.00 m 以下は XRT メタルビットで掘進し，3.50m でふたゝび逸水したが，そのまま 6.50m まで掘進した。翌朝ケーシングは約 1.5 cm 地すべり末端の方へずれており，機械を移動しなければならなかつた。このように地すべり地帯，ことに末端部の試錐は，絶えず移動するということを念頭において作業を進めなければならない。なお，試錐孔内部の崩壊が激しいので，ロッド揚げを少なくして掘進する必要があり，そのためコアーの採取率はきわめて低かつた。

船倉地すべり 2号 (第2図参照)

XRT メタルビットで掘進したが，崩壊が1号よりさらに激しいため，送水圧・送水量を増し，15.00 m までロッド揚げを行なわず掘進し，翌日 21.30 m で完了した。

船倉地すべり 3号 (第2図参照)

3号は滑落崖に近く，岩盤内を掘進することをとくに目的としたものである。XRT ケーシングビットを使用し，2.50 m で約30%の逸水があつたほか，21 m の予定深度まで崩壊もなく掘進は容易であつた。なお，岩盤の場合は1日当りの平均掘進長は約 9 m である。

川井沢地すべり 1号 (第4図参照)

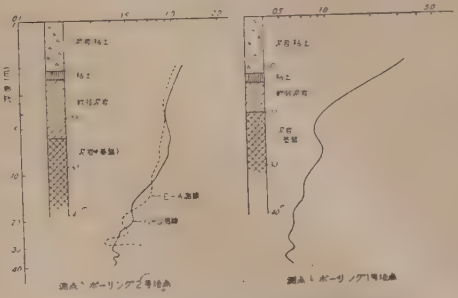
船倉3号と同じく，基盤内を試錐したもので，50 cm の表土は手掘で，3″ のドライパイプを挿入し，以下 XRT ケーシングビットで掘進した。24.65 m, 28.0 m で逢着した泥灰岩は泥岩より硬く，スピンドル回転を 500 rpm にして掘進した。崩壊もなく，掘進は容易でコアーの採取率は 70%であつた。

6.1.2 Packsack drill による試錐

川井沢地すべりにおいて，直接基盤から2孔が調査され，その結果は第8図に示した。送水を中断すると，かなり薄い粘土層でも，回転が停止するので，常に送水したため，粘土層は糊状泥となつて溢流し，そのコアーリングはできなかつた。また，この機械の性能では，50cm 以上の粘土層は試錐不可能であつた。この試錐調査の結果，岩盤内には粘土層の介在が意外に多いことが，確認されたし，また No. 2 では，試錐中に天然ガスが噴出し，地すべり現象とガスとの関係 (例えば地質構造的な問題，あるいは地化学的な問題に関連して) が注意されねばならないことが明らかにされた。

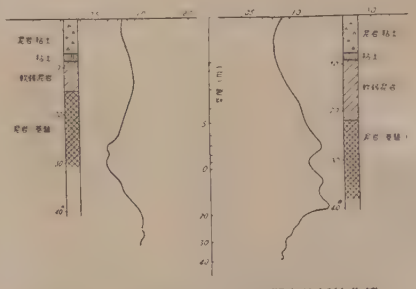
6.2 電探調査

調査地点は，船倉地坂地すべり・須川神代地すべり・川井沢地すべりの3カ所で，比抵抗4極法による垂直探査を行なつた。船倉地すべりと川井沢地すべりでは，ボーリングと併用調査を行なつたが，川井沢地すべりにおいては，極棒と大地の接触抵抗の異常と考えられるが，あまりいい結果が得られなかつた。船倉地すべりの測点は



第9図 船倉地坂地すべり電気探査比抵抗曲線
(比抵抗 kΩ-cm)

第2図に，また得られた比抵抗曲線は第9図に示したが，すでに述べたボーリングの結果と対比すると，地すべり崩土層の厚さを知るという目的においては充分目的が達せられた。しかしこれ以上の目的で，すなわち地下



第10図 須川神代地すべり電気探査比抵抗曲線
(比抵抗 kΩ-cm)

水の水理，基盤内の帯水層・粘土層についての探査ということになると，なかなか困難な問題が多いように思われる。

なお第10図の比抵抗曲線は須川神代のものである。

7. 地すべり現象—地すべり対策の検討

地すべり対策として，砂防ダム工・捷水路工・排水工 (地下および地表，図版 20, 22～24)・杭打工・固結法などが従来施工されている。

砂防ダム工は合理的な工法として，盛んに使われていたが，現在ではこの工法に対して批判が多く，次第に用いられなくなつてきた。

この工法は，地すべりが岩盤をすべり面として，地すべり粘土という滑剤の存在によつて，その上部の風化岩

層がすべるという考え方から出発している。地すべりがこのように単純な現象でないことはすでに述べた通りである。すなわち，地すべりの原因は，地質的被歪力地帯であるということが第一の根本であり，これに加えて容易に粘土化するような岩層の存在をあげることができる。この岩層が，地下水による化学作用を受けて粘土化し，またその素質が培養され，さらに含水することによつてせん断抵抗が低下し，降雨，地震などのようなショックによつて，遂に地すべりが発生するものと考えられる。したがつて，根本の地質条件から考えるときは，地すべりは地震や火山爆発と同様に自然現象という宿命を担つているのであり，その完全な防止は著しく困難な問題である。しかし地すべりはこの根本的原因に次ぐ要因として，上述のように含水量の増加，母岩に対する水の化学作用などをあげることができる。

この水から発生する諸問題を処理することは，困難であろうが決して不可能とは考えられない。そうしてそれは地すべり対策として確実な防止方法でないにしても，われわれの可能な範囲内で，地すべり現象の核心をつく良い対策と考えられる。事実，新潟県砂防課高野秀夫らの着想によつて，横孔ボーリングを行なつて排水をうながし，地すべりを防止する方法[19]が編みだされて以来，地すべり防止の工法は一変した感がある。

さて地すべり地帯の水は大きく分けると，“地表水”と“地下水”とに2分できる。そのうち地下水は，その量の点からみて，単にその地すべり地帯の地表水が浸透したものでないことは，すでに各地の地すべり地で注目されている。また水質調査の結果からも明らかにされたように，地すべり地帯の湧水はいろいろの塩類を比較的多量に含んでいて，塩基置換という面から考えると，この塩類の多い水の排除が肝要なことと考えられる。地すべり地帯に，天然ガス露頭のあることはすでに述べたことであり，このガス露頭が地質構造に左右されることは衆知のことである。これに反して塩類の多い湧水は，地すべり地帯にかなり普遍的であつて，なかには予想もつかない所に多量の水が湧出するなど，このような水は地質的にかなり複雑なあり方をしている。しかし，自然現象は一定のルールに支配されることが一般であつて，地すべり地帯の地下水も複雑であつても，そのあり方にルールがあるのではないかと思われる。

このルールの解明は，地すべり現象のあらゆる分野にとつて，今後最も重要視されねばならない問題であり，この解明によつて，排水工法が適切に施工されねばならない。前述の横孔ボーリングはルールの解明に重要な武器であると同時に，逆にルールが解明されることによつて充分の威力が発揮できるものと考えられる。

（昭和31年6月調査）

文　献

1) Hogehtoglar, C. A.：土の化学的性質，宇都宮寿夫訳，コロナ社，1944
2) 伊木常誠：越後国頸城油田西部（第5区），1905
3) 伊木常誠：越後国頸城油田東部（第6区），1906
4) 池辺展生：新潟県東頸城油田調査概報，未発表，地質調査所，1941
5) 池辺展生：頸城油田の所謂黒色頁岩累層の地質時代，石油技術協会誌，Vol. 10, No. 2, 1942
6) 池辺展生：越後油田褶曲運動の現世まで行はれていることについて，石油技術協会誌，Vol. 10, No. 2, 1942
7) 岩崎岩次：地球化学概説，大日本図書，1953
8) 金原均二：新潟油田の地質，石油技術協会誌，Vol. 15, No. 1, 1950
9) 川村一水：土壌膠質化学，岩波書店，1934
10) 小出　博：災害の研究，林野庁，1951
11) 小出　博：日本の地辷り，東洋経済新報社，1955
12) Mason, B. H.：地球化学概論，半谷高久訳，みすず書房，1954
13) 村山朔郎外2名：標準貫入試験結果による地辷り機構の考察，土木工学会誌，Vol. 40, No. 10, 1955
14) 村山朔郎外2名：アルミニウム電極による土の電気化学的固結法について，土木工学会誌，Vol. 38, No. 3, 1953
15) 村山朔郎・三瀬貞：電気化学的固結法による地すべり防止工の施工例，土木工学会誌，Vol. 39, No. 11, 1954
16) 中村慶三郎：地辷及び山崩，岩波書店，1944
17) 新潟県：地辷りの観測とその成果について，1950
18) 新潟県：地辷り現象の研究，新潟県治水砂防協会，1952
19) 新潟県：昭和28年度地辷り調査報告書，新潟県砂防課，1954
20) 小栗捨蔵：応用コロイド化学，丸善 K.K., 1949
21) 大平成人・中村忠春：地すべり機構の研究，農業技研報告，1956
22) 大村一蔵：越後油田の地質及鉱床，地質学雑誌，Vol. 35, 1928；Vol. 37, 1930
23) 大塚彌之助：日本群島にみられる沈積輪廻のあるもの，地理学評論，Vol. 8, No. 12, 1932
24) 大塚彌之助：日本の第三紀地殻変形の研究と今後の問題，科学，Vol. 10, No. 4, 1940

25) 高野秀夫：新潟県下の地辷りとその対策，土と基礎
26) 高野秀夫：地辷りの内部構造について，土と基礎
27) 谷口敏夫：全国地辷り地の概要，経済審議庁，1952
28) Terzaghi, K. & Ralph, B. Peck：土質力学，小野董・星埜和・加藤渉・三木五三郎訳，丸善 K.K., 1955
29) 渡辺久吉：第三紀時代に於ける日本群島の古地理，地学雑誌，Vol. 50, No. 594, 1938
30) 箭内寛治・津金二郎：電気式地下探査法による地辷り調査例，土と基礎

図版 1　安塚町船倉地すべり
いくつかの地すべりが，長い年月の間により集まって，このように大地すべり地帯となり，ときには全体（約 50 町歩）が滑る大活動も起る。
！は“抜け出”地すべり

図版 2　安塚町船倉地すべり
図版 1 の一部の望遠写真である。各所にこのように複雑な地形が認められている。手前はすでに開田されているが，地域全域が開田されるには多年の年月と資金が投入されねばならない。

図版 3　地 坂 地 すべり

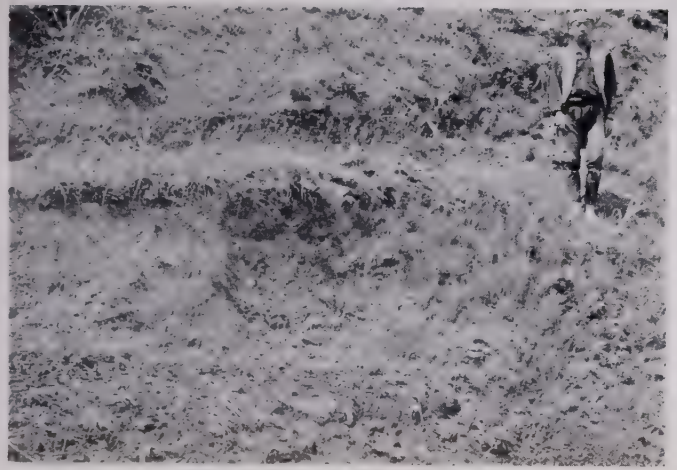
手前の滑落崖が今回のものであり，その奥には旧期の滑落崖がみえ，今回のものは“二次地すべり”ということになる。

図版 4　地 坂 地 すべり

滑落崖から地すべり末端をみたところ。水田は“頭部沈下”地帯で，向かって左隅に湧水がある。背景は“地すべり地形”の様相をよく示している。

図版 5　安塚町上船倉地方地すべり

押しだす力とこれを助長する雨流の侵食によって地すべり崩土は下へ下へ運ばれて行く。そうして狭い日本の国土であってみれば，こんなところでも水田ともなれば耕さねばならない。しかもこゝには無肥料という大きな恩恵もある。



図版 6　方々地すべり（船倉南東約 1 km）

陥没から除かれた土塊は，これでもやがて一枚の田圃となるであろう。そうしてこのようにして千枚田ができて行くのである。

図版 7　安塚町領屋百山地すべり

亀裂，亀裂は互いに連絡しあって雨流となり，地すべりを助長し，地すべり崩土の運搬を開始する。地すべり後 4 年目の状態である。

← 図版 8 百山地すべり

地すべり崩土中の亀裂。このような亀裂は，川流の侵食によつて地すべり崩土がすべつたために起る小規模なものである。

← 図版 9 畠神赤田地すべり

階段状の亀裂，この種の亀裂は地すべり発生当時にできたもので，地すべり機構の解明の手掛りである。

図版 10 安塚町百山地すべり

地すべり地帯によくみられる島状不動体。こゝは現在もそして将来も地すべり活動からまずとり除かれるであろう。この地すべりも後縁までが活動範囲にはいつている。
↓は滑落崖

図版 11 安塚町須川神代地すべり

典型的な千枚田。畔は地すべりのため破壊され毎年作り変えねばならない。遠景は米山。

図版 12　浦川原町真光寺中尾地すべり

一見何の変哲もない地すべり地であるが，完成後まもないダム（高さ 9 m）が埋没されている。下部は開田されており上部はブルトーザーで開田準備中である。
↙ は埋没ダム

図版 14　牧村上方地すべり

一次地すべりの典型的なもの。1〜2 m の泥岩塊がごろごろしている。手前の池は中央陥没地帯に生じた池で湧水がある。

図版 13　浦川原町真光寺谷地すべり

A 地すべりは約 30 年前，B 地すべりは約 15 年前の活動である。
上地帯には上部横孔ボーリング，中部に開きよ。下部に暗きよが施工されている。背景は片町地すべり

図版 15　牧村周井沢地すべり

地すべり全景約 50 町歩である。内部には小規模ではあるが現在でも地すべり活動があり，災害後完成直後の道路をまた対策工事で破壊している。

図版 16　牧村川井沢地すべり

A：砂利を敷いた旧路面。B：昭和30年の災害後の応急路線。
C：昭和31年4月の災害後の通路。この沖見地区は，このように地すべりによつて，すべての道路が壊されて，現在では自動車を通ずる道路は1つもなくなつた。

図版 17　牧村川井沢地すべり

道路も電柱も地表のあらゆるものはすべて運び去られてしまう。Aは現在使用道路，Bは運ばれた旧道（第4図参照）。

図版 18　川井沢地すべり

基盤の露出。この面は層理面であり，この地すべりは層すべり型地すべり，ということになる。

図版 19

これは古志郡下の例であるが，砂防ダムの対岸の袖はこちら側までせまると同町に食い違いを生じ，やがては転動する。

← 図版 20 牧村川井沢地すべり

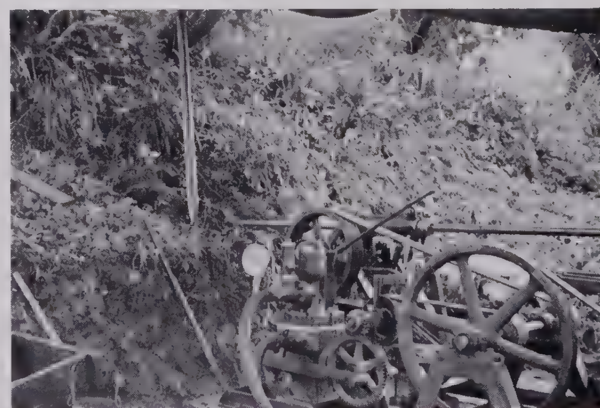
半円ヒューム管の開きよなどはすぐ破壊されてしまう。これだけの水量を放置するわけにも行かず，応急に木材で樋を作り急場をしのいでいる。

図版 21 牧村上森地すべり ・・

・は膜岩の地すべりによる痩尾根であるが，不動地帯である。

図 版 22 松 代 町 寺 田 地 す べ り

すべってくるのを直接ダムで阻止しようとしているようであるが，その効果は疑問である。



図版 23 松 之 山 上 湯 地 す べ り

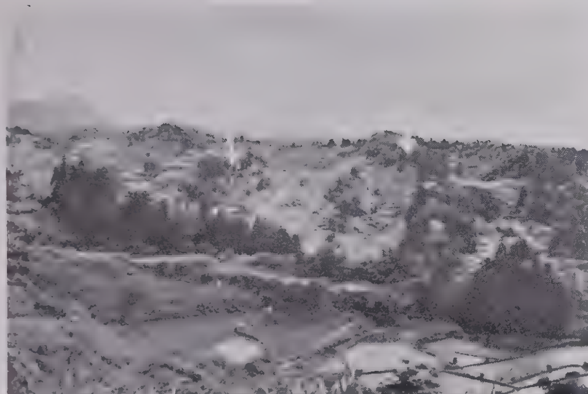
横孔ボーリング。機械の移動を行なわずに，穿孔方向のみ変えて放射状に数カ所ボーリングされる。

図版 24　松之山上湯地すべり

横孔ボーリング排水の水質調査を行なっている。こゝにみえるのは7本であるが，これだけで約 220 l/min の排水量である。

図版 25　松之山ホテル地すべり

いわゆる地すべり粘土である。このように白色系のものは凝灰岩源であるし，粘土鉱物はモンモリロナイトである。上部はすべってきた暗灰色泥岩

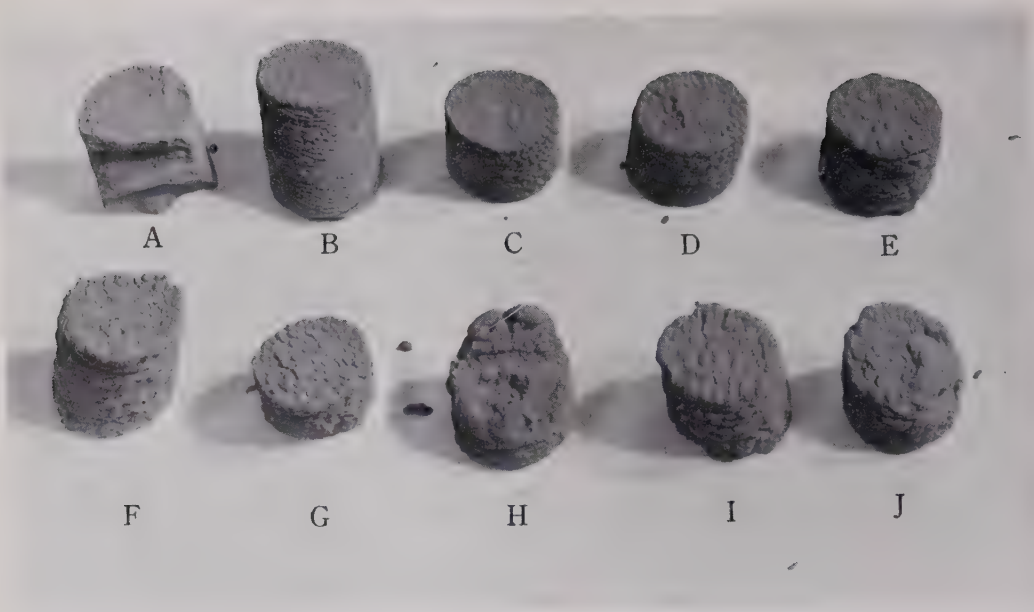


図版 26　安塚町須[illegible]地すべり

いわゆる地すべり地形の遠望。陵線まで棚田が発達している。ここは不動地帯

図版 27　安塚町船倉方面地すべり

地すべり地形の近景。棚田は全くの雛段である。一見平隠にみえるが頭部の家屋は傾いているし，危険でもある。このような地域は不動地帯となる可能性があるように思われるから，この場合この地帯に転居した方がいいように思われる。



図版 28　鰡状泥岩の泥化する過程

A (10 分) ⟶ B ⟶ C (30 分) ⟶ D ⟶ E (40 分) ⟶ F ⟶ G (50 分) ⟶ H ⟶ I ⟶ J (60~90 分)
時間は水中に入れてからの大略の経過時間を示す。

図版 29　鰡状泥岩の露出状態

特有な剝れ目で識別される。下部に近いところに層理面がみられるが (→ ←),
これから下部は鰡状組織を示さない。

553.26：553.661(523.4)

愛媛県中部地域含銅硫化鉄鉱床調査報告（2）

―― 中山町周辺地域 ――

高　瀬　　博*

On the Cupriferous Pyritic Deposits in the Central Region of Ehime Prefecture.

—Nakayama Area—

by

Hiroshi Takase

Abstract

This area is situated southwest of Matsuyama city. The rocks and formations distributed in this area are in descending order as follows:

Tertiary (Miocene): conglomerate (gravel: granite, chert, clayslate, sandstone, crystalline schists etc.)

Paleozoic (Sambagawa): crystalline schist — A formation, B formation, C formation, D formation — serpentine diabase

thrust (?)

Paleozoic (Mikabu ?): crystalline schists (E formation)

Ore deposits of this area occur in D formation and are small in scale.

要　旨

本調査地域は，愛媛県伊予郡中山町・大瀬村および佐礼谷村の一部を含む。

地域内の地質は三波川結晶片岩類と，これらを貫ぬく蛇紋岩・輝緑岩およびこれらを不整合に覆う中新世の礫岩等からなり，その層序は第2表の通りである。

地域内には大瀬・平沢・中山・秦・佐礼谷等の鉱床があり，一般走向 N80°E でNまたはSへ緩傾斜し，いずれも厚さ 1m 以下でリボン状に連続する特徴がある。母岩は上盤は片理の著しい軟質の緑色片岩，下盤は珪質塊状の緑色片岩の場合が多い。一般に，上盤際は凹凸に乏しく，下盤際は著しく褶曲していることが多い。また，鉱体は上盤側に縞状鉱，下盤側に銅品位の高い塊鉱を伴なう特徴がある。

鉱石鉱物は黄鉄鉱，黄銅鉱・輝銅鉱・斑銅鉱，脈石鉱物は石英・緑泥石・方解石等である。鉱石の分析結果を第3表に示す。

本地域内の鉱床は，大瀬鉱床を除いては，いずれも規模が小さく，稼行の対象として取扱うことは困難である。今後の探鉱方針としては，既知鉱床の残鉱を求めるよりも，新鉱床をみいだすことに重点をおくべきである。

1. 緒　言

愛媛中部地域調査として昭和26年度に優量鉱山（吉田善亮，物部長進），昭和27年度に二川登鉱山（東郷文雄），昭和28年度に砥部町周辺地域（高瀬博）と松山市南部一帯の三波川結晶片岩地域の鉱床調査が進められてきた。本年度はこれら地域のさらに南西部に隣接する中山町周辺の鉱床帯を調査した。

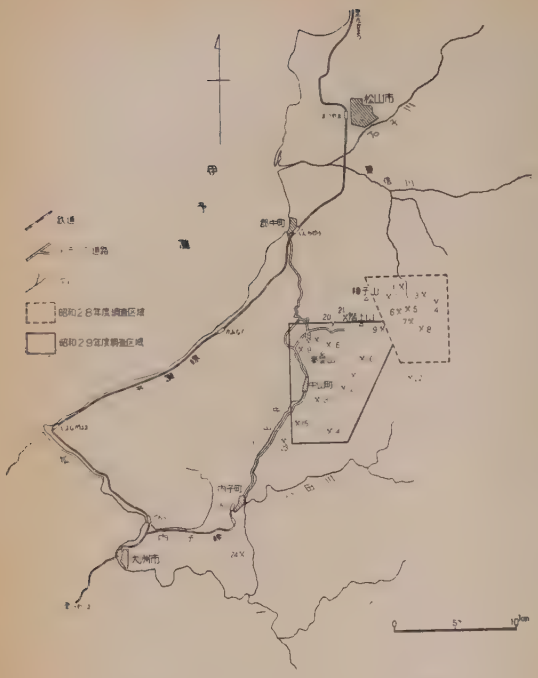
今回の調査により二川登鉱山附近を経て，一応砥部・中山両地域の鉱床帯を地質的に連絡することができた（第3図）。

なお本年度は測量課磯山功の協力を得て中山鉱山・平沢鉱山・大瀬鉱山等を含む地域の1万分の1地形実測図を使用することができた。

2. 位置および交通

第1図に示す通り，本地域は愛媛県伊予郡中山町・大瀬村および佐礼谷村の一部を含む。

* 元所員



1. 優 曇鉱山　2. 万 年鉱山　3. 弘法師鉱山
4. 古 宮 〃　5. 鳴 滝 〃　6. 銚子滝 〃
7. 六 郎 〃　8. 満 穂 〃　9. 雨 翅 〃
10. 二川登 〃　11. 喜日出 〃　12. 中山鉱山小倉坑
13. 中 山 〃　14. 大 瀬 〃　15. 平 沢鉱山
16. 佐礼谷 〃　17. 大 谷 〃　18. 大 正 〃
19. 秦 〃　20. 宮 本 〃　21. 寺 野 〃
22. 広 田 〃　23. 轟 〃　24. 大久喜 〃

第 1 図　位 置 交 通 図

20万分の 1 地形図： 松山
5 万分の 1 地形図： 郡中・大洲

交通は予讃線郡中駅下車，郡中より内子に通ずる中山街道をバス，トラック等により各鉱山の山元に達する。各鉱山までの経路，距離を示せば次の通りである。

郡中 —(バス・トラック 約 20 km)→ 榎峠

榎峠 —(徒歩 100 m)→ 秦鉱山

〃 —(バス・トラック 約 3 km)→ 坪ノ内 —(徒歩 1～4 km)→ 大谷鉱山・大正鉱山・佐礼谷鉱山・宮本鉱山等

〃 —(バス・トラック 約 5 km)→ 日南登 —(徒歩 約 1 km)→ 中山鉱山

〃 —(バス・トラック 約 3 km)→ 平沢 —(徒歩 約 2 km)→ 平沢鉱山

〃 —(バス・トラック 約 22 km)→ 内子 —(バス・トラック 約 18 km)→ 程内 —(徒歩 1.5 km)→ 大瀬鉱山

県道から各山元までの小運搬道路はよく発達しているので，運搬には比較的恵まれている。

3. 鉱山の沿革および現況

本地域は古来銅産地として知られ，平沢・大瀬等の鉱山は別子鉱山とほゞ同時代から開発され，山元で自家製錬が行なわれたと伝えられている。中山・秦・佐礼谷等の諸鉱山は，明治年代にはいつて開発された。大瀬鉱山は大正 8 年まで日本鉱業株式会社により盛大に稼行されたが，それ以降は休山し，平沢鉱山は終戦前に休山したまゝこんにちに及んでいる。中山鉱山は昭和 29 年 8 月まで稼行されたが，出水と通気不充分のため一応休山している。

秦鉱山は本地域唯一の稼行鉱山で，斜坑により下部開発が続行されている。その他佐礼谷・大谷・大正等はいずれも戦後一時稼行されたこともあるが，現在はすべて休山している。

大瀬鉱山以外の鉱山では概して鑛幅が薄く，かつ次第に稼行箇所が地並より下降してゆくため，採算が合わず休山するものが多いようである。

各鉱山の鉱業権および現況の概略を示せば第 1 表の通りである。

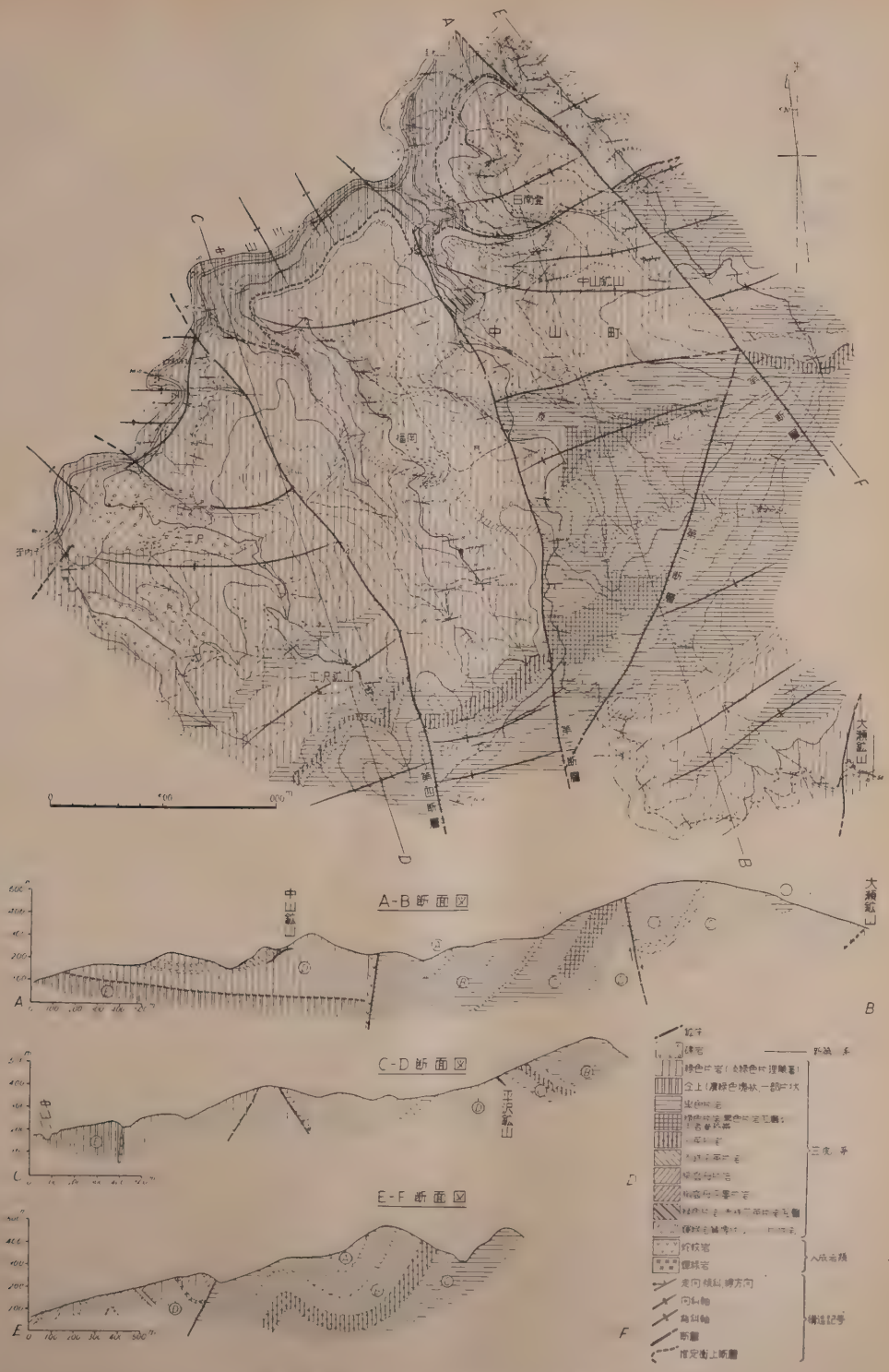
第 1 表

鉱山名	鉱区番号	鉱業権者		現況
		氏名	住所	
大瀬	愛媛採62	日本鉱業 K.K.	東京都港区芝芙町	大正 9 年以降休山
平沢	愛媛採38 試540	国峯砿化工業 K.K.	東京都中央区新川町 1—7	昭和19年以降休山
中山	愛媛採 211	大前兵治	松山市道後御幸町	昭和29年以降休山
秦	愛媛採 258	平田甚平	愛媛県伊予郡中山町長沢	稼行中 30t/月 (S35%)
佐礼谷	愛媛採 158	〃	〃	昭和15年以降休山

4. 地 形

本地域は中山町を中心とする南北 10km，東西 5～6km にわたる範囲で，中山川はその西縁を画する。

佐礼谷村にある秦皇山 (873.8 m) より南に走る山系は，栃谷に至る間漸次低くなり，鞍部を構成してさらに南方の峰 (703.3 m) に続く。地勢はおゝむね北北東から南南西に徐々に低くなり，この間を西部には中山川が南南西へ流れる。



第２図　中山地区地形および地質図

5. 地　質

5.1 一般地質

砥部地域に著しく発達している安山岩類は，障子山—鍛冶屋峠を結ぶ線以東で大体止まり，本地域では小規模の岩脈以外にはみるべきものはない。全地域を通じ三波川結晶片岩類およびこれを貫ぬく蛇紋岩・輝緑岩，平沢鉱山西部境部落附近および雨翅鉱山北部ではこれらを第三紀礫岩層が相当広範囲に覆つている。

結晶片岩類は，緑色片岩・黒色片岩・赤鉄石英片岩・石英片岩・絹雲母片岩，あるいはこれらの互層等に大別される。

緑色片岩は片状構造を明瞭に呈するものと，片理の不明瞭な塊状に近いものとに分けることができる。第2図にみられる通り，片状緑色岩と塊状緑色岩とは低角度ないしは水平に近い衝上断層をもつて境されている。このような関係において含銅硫化鉄鉱床が前者に胚胎されるという事実は，中山川東岸附近をなかに挟み，東岸地域と西岸地域が鉱床地質学上の一大不連続性を示す理由であると考えられる。

また調査地域内にはN 40～50°E 系の大断層が発達し，地塊の上下運動が著しいため，鉱床層準追跡にも困難を伴なつている。

これらの問題は中山川以東の鉱床帯と肱川以西佐田岬に向かつて発達する鉱床帯との間に，従来既知鉱床が確認されていないことと関連して，今後鉱床地質学上に残された重要な課題である。

この問題については，さらに地質構造の解析と綿密な岩石区分，層位等の研究が要望される。本報告においては一応今回までの資料に基づいて考察した経過だけを報告した。

なお上記塊状緑色岩については，南部の大久喜鉱床周辺の緑色岩と対照して考察すれば，あるいは三波川帯と御荷鉾帯の鉱床との間の相関性についても手近かなところに解決の糸口をみいだしうる結果となるかも知れない。

肱川以東—中山川以西の空白地域の意義を，この意味においてとくに強調しておきたい。

中山町周辺地域の三波川系は，一般走向 N 80° E，緩急多様の角度でNまたはSに傾斜している。線状構造の落しは N 80° E または N 80° W の方向に 10° 内外の落しを示すことが普通である。層理の擾乱性に対し，片理は安定性が強い。褶曲構造は著しく，全般的にみても局部的にみても NE-SW に伸長する軸で波状褶曲を繰り返している。

おもな断層運動をみると，中山鉱床を含む地塊は第1断層によりその東部よりも相対的に落ちまた第3断層によりさらにその西部に較べても落ちているものと考えられる。一方本地塊は，漆部落附近を経て EW に発達する断層および第2断層によつていずれも北方地塊は南方よりも相対的に上昇している。

すなわち全地域を通じ EW 系の断層運動は北部ほど上昇し，南部ほど落ちるいわゆる階段断層と考えられる。

したがつて北進するほど，下部層が露出し，南進するほど上部層が露出し，これに地形・褶曲構造が加わり全体として見掛上複雑な地質分布を呈する結果となつている。

これらの地質構造については，第2図の模式断面図を参照されたい。

本地域の層序の概要を示せば第2表の通りで，含銅硫化鉄鉱床はD層準に一括され，中山川沿岸以西ではE層が直接現地表に露出しているものと考えられる。

第　2　表

名称	構成岩石	層厚(m)	鉱床	火成岩
	中新世礫岩（結晶片岩・チャート・粘板岩・花崗岩等の磨耗度のない礫）	数10		
A層	緑色片岩	50＋		
B〃	黒色片岩・赤鉄石英片岩・石英片岩			蛇紋岩・輝緑岩
C〃	黒色片岩（一部に黒色片岩・緑色片岩の互層部を挟む）	50～200		
D〃	緑色片岩（一部赤鉄石英片岩・絹雲母・石英片岩・石英片岩の薄層を挟む） 衝上断層（？）	300～500	含銅硫化鉄鉱床	
E〃	塊状緑色岩（一部黒色片岩の薄層を挟む）			

A層は漆部落より東に発達し，これより西方地域では削剝され，B層は第1断層の東方では赤鉄石英片岩・石英片岩が厚くなり，西方地域ではこれに反して黒色片岩が厚くなつている。C層は第3断層の東方では急激に厚くなり，西方地域では薄層となる。D層は全地域を通じてほとんど緑色片岩からなり，見掛上鉱床の上盤側（30m内外）には赤鉄石英片岩の薄層を挟むことがある。E層の層厚は不明であるが，相当厚いものと考えられる。塊状緑色岩を主体とし，一部に緑色片岩・黒色片岩が挟まれている。

5.2 地質各論

礫岩　黒雲母花崗岩・チャート・粘板岩・結晶片岩類

等の磨耗の進んだ円礫からなり，とくに花崗岩礫は長径1mに及ぶものがある。これらは粘土質ないし砂質物により凝結されていて，一般には風化を受けて崩壊性を帯びている。雨翅部落附近より東方では層厚が肥大しつつ安山岩熔岩に被覆されている。中山川以西では本礫岩層の分布はほとんど認められない。

緑色片岩　一般に緑簾石—緑泥石—斜長石を主成分とするものが多く，大瀬鉱山附近では，一部これに方解石が加わつてくる。F. J. Turner によれば低度変成岩に属するものである。

中山鉱床の母岩をなす緑色片岩は，緑泥石—石英からなる石基中に径 0.05～0.1 mm の粒状の緑簾石が多数散点し，また輝石が若干斑晶状をなしている。微粒の黄鉄鉱結晶が緑簾石—石英—緑泥石の gefüge とほゞ平行して鉱染している。変成度の低い角閃石はきわめて微量で，石英は波状消光が著しい。

福岡部落南部地域の緑色片岩では，長径1mm以下の鉄分に富む帯褐色の輝石（ferroaugite?）を多量に伴なうが，微褶曲構造が著しいために，これらの輝石もこの構造に平行に配列し，その間を緑泥石—曹長石等により埋められている。また大瀬鉱山西方地域の緑色片岩は一般に珪質であるとともにまた方解石を伴ない，緑簾石に富む部分と，斜長石—方解石—緑泥石—絹雲母に富む部分が，鏡下において縞状構造を示しているのが特徴である。大瀬鉱床の母岩は微粒緑簾石—緑泥石の部分と，石英—斜長石—絹雲母に富む部分とが縞状をなし，いずれも中山鉱床の母岩と若干異なつている。

黒色片岩　石英・絹雲母を主とし，鏡下では炭質物は微量に伴なつている程度のものが多い。日南登部落東方に露出するやゝ緑色味を帯びた石墨片岩では，これと径0.5 mm 程度の角閃石，1 mm 内外の輝石および微粒の緑簾石からなる部分とが鏡下で縞状をなし，いわば緑色片岩と黒色片岩の中間性のものである。

石英片岩　0.1 mm および，0.5 mm 内外の石英粒の部分と，さらに絹雲母を主とする部分とが縞状をなし，粒度の差異のある境界，石英部分と絹雲母部分との境界には炭質物が微量に伴ない，これらが微褶曲構造をなしている。

赤鉄石英片岩　石英片岩とほとんど変化はないが，石英粒の粒度差の境目に沿つて，長径 0.8mm 以下の赤鉄鉱を伴ない，また局部的に微粒の燐灰石を伴なうことが多い。

黒色片岩・石英片岩・赤鉄石英片岩等は，肉眼的には分けることができるが，鏡下ではそれほど成分に変化がなく，僅かに伴なう石墨・赤鉄鉱によつて外見上の差がでるものである。

塊状緑色岩　緑色角閃石・曹長石または中性斜長石・帯褐色輝石等が主体をなし，そのうち角閃石は緑泥石化，斜長石は絹雲母化していることが多く，閃緑岩ないし斑栃岩質岩から変成されたものと推察される。本岩は僅かに片理をもつが，全体としては塊状の外観をもつのが特徴である。

輝緑岩　本岩は平沢池北方に露出し，球窩構造が発達して，鏡下では曹長石・中性斜長石・輝石等が斑晶をなし，また輝石と中性斜長石はオフィティック組織を示している。このほか石基の部分には微粒の緑簾石・絹雲母・緑泥石等も伴なつている。

蛇紋岩　漆部落附近および平沢部落北方等において，構造線に沿つて迸入したと思われる小岩体である。本岩体が結晶片岩と接触する附近では多少片状を呈する。

6. 鉱　床

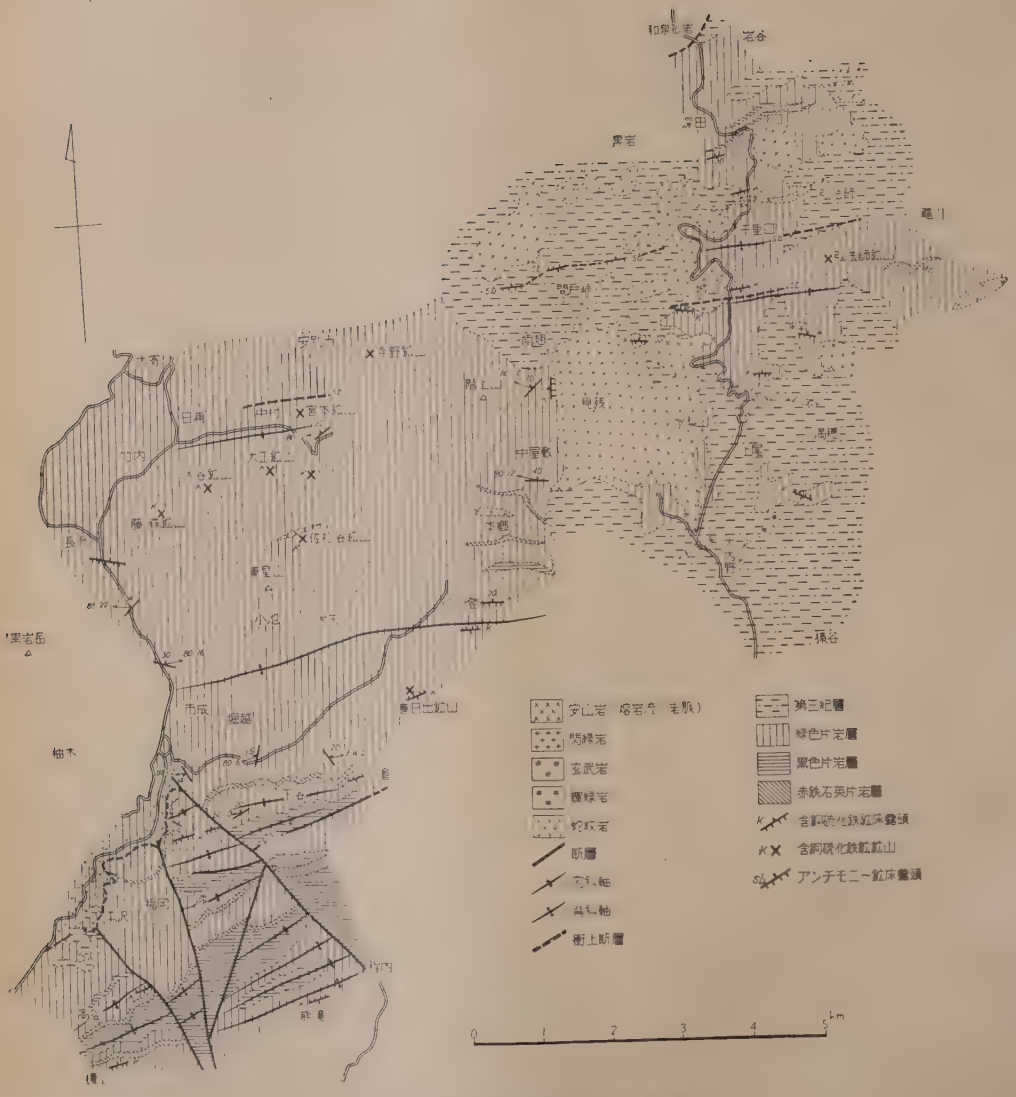
6.1 鉱床概説

南部から平沢鉱床・中山鉱床・秦鉱床等が併走し，平沢鉱床の東方延長上には大瀬鉱床，西延長上には轟鉱床，中山鉱床の東方延長上には小倉鉱床・喜日出鉱床・二川登鉱床・雨翅鉱床，また秦鉱床の東方延長上には大正・大谷・佐礼谷・宮本・寺野等の鉱床が知られている（第3図参照）。

いずれも三波川系の緑色片岩中に母岩の片理面に整合的に胚胎する層状含銅硫化鉄鉱床である。第2図中に分布する鉱床は，断面図でもわかる通り，層準としては多少の幅があるが，D層中に纏まるものと考えられる。南東部大瀬鉱山ではC層も厚く，C層とD層の境界面から鉱床の賦存する層準まで 400 m 内外の厚さがあり，南西部平沢鉱山附近ではC層が急激に薄くなり，両層の境界面下数 10 m の層準に鉱床が胚胎している。中山—小倉鉱床の賦存する層準は，D層上部の上位層が削剝されているため決定しがたいが，大瀬鉱床の存する層準よりさらに下位と推定される。

大瀬鉱床以外はいずれも鉱床は薄い。中山—小倉—喜日出—二川登鉱床群，秦—大正—大谷—佐礼谷鉱床群はいずれも厚さ 1 m 以下であるが，リボン状に連続する特徴がある。各鉱床群の一般走向は N 80° E で N あるいは S に緩傾斜する。これらはいずれも東西に伸長し，東に僅かに落すものが多い。第2図に示す通り，大瀬を含む南部地域では比較的に地層の傾斜角が大きいが，中山鉱床附近以北では地表近くにおいて波状褶曲を繰り返し，全般的には緩傾斜を示す。したがつて立入探鉱は困難を伴なうことが多い。

母岩は上盤には緑泥石・緑簾石等に富み，片理の著しい軟質の緑色片岩を，下盤に珪質塊状の緑色片岩を伴なう



第 3 図 愛媛中部地域総合地質図

第　3　表

番号	試料採取地		Cu (%)	Fe (%)	S (%)
1	中山鉱山　1号坑東引立	銅鉱	25.15	27.58	30.44
2	〃　1号坑中央部	ガリ鉱	0.34	28.02	24.20
3	〃　3号坑引立 20m 手前	塊状鉱	9.48	32.82	40.80
4	佐礼谷鉱山　3坑	〃	6.02	37.30	41.32
5	大瀬鉱山　貯鉱場	〃	2.40	44.56	44.28
6	平沢鉱山　平沢坑口	〃	5.88	38.30	41.60
7	秦鉱山　秦坑	硫化鉱	0.18	27.46	28.86
8	〃　〃	銅鉱	15.86	37.64	41.88

分析：化学課（1955.3.22）

ことが多い。とくに中山鉱床の上盤の一部には幅 30 cm 内外の黒色ハブ層を伴なう。砥部地域の各鉱床にも黒ハブ層を伴なう。また上盤際は凹凸に乏しく，下盤際が褶曲著しい点も上記両地域における共通した現象である。

6.2 鉱石概説

本地域の鉱床も他の別子型鉱床と同様，上盤側には黄鉄鉱が母岩の片理面に沿つて鉱染する縞状鉱を伴ない，下盤側には含銅品位の高い塊状緻密の含銅黄鉄鉱を伴なう。脈石鉱物も前者は緑泥石に富み，後者は石英に富む点に差異がある。秦鉱山および中山鉱床の一部にみられるように，銅鉱物または黄鉄鉱が主体をなす部分がよく分かれている場合もあるが，一般には明瞭でなく，黄鉄鉱粒間を銅鉱物が充填するのが普通である。

主要な鉱石鉱物は黄鉄鉱と黄銅鉱で，黄銅鉱から変わつたと思われる輝銅鉱・斑銅鉱等を伴なう。脈石鉱物は石英・緑泥石・方解石等である。

各鉱床の鉱石はいずれも長径 0.1 mm 以下の破砕構造に富む黄鉄鉱粒の集合からなり，黄銅鉱が黄鉄鉱粒間および割れ目に沿つて充填している。石英はこれら鉱石鉱物の間隙またはこれらを包囲して生成され，稜角または丸味を帯びるものその他，不規則な形状を示すものがある。

斑銅鉱は黄銅鉱の一部が二次的に変わつたものと思われるが，また黄鉄鉱中に径 0.01 mm 内外の斑状をなして伴なうものもある。斑銅鉱または輝銅鉱は大瀬・佐礼谷等の塊状鉱石に産し，石英と黄銅鉱との接触部附近に生成されていることが多い。

黄鉄鉱と黄銅鉱との境界はきわめて明瞭で，破砕構造をもつ黄鉄鉱の形状をそのまゝ残す場合が多く，黄鉄鉱が黄銅鉱によつて交代されたと思われる様子はほとんどみられない。これら鉱物の晶出順序は，黄鉄鉱・黄銅鉱・石英・二次的生成銅鉱類と思われる。

採取試料の分析結果を示せば第3表の通りである。

6.3 鉱床各論

6.3.1 秦鉱山（第4図印刷省略）

長沢部落南端附近から中山川を横断し，榎峠方面にかけてほゞ EW 方向に約 1,000 m の走向延長の確認された鉱床である。西部の長沢部落附近にある長沢坑は，大洲藩当時，大久喜・大瀬・平沢等の諸鉱山とともに稼動されたもので，現在は休業している。本鉱床は水田の地並以上はすでに採掘済みであるから，今後は地並以下の探鉱が残されているが，鉱床は溪谷沿いにあるために，坑内浸水が開発を阻害している。鉱山側の探鉱計画によれば，本坑東部の秦坑下部から西押しするとのことである。榎峠附近より東方を開発しつつある秦坑は，かつて明治時代矢野鉱業株式会社の稼行したもので，現権者は昭和25年以降約 10,000 t を出鉱した。現在坑内夫7名，坑外夫2名で電気さく岩機により月産 30 t 内外を出鉱している。

本坑は露頭部より東方に向かつて約 400 m 鏈押し，斜坑により傾斜方向に約 100 m 掘進している。鉱床は一般走向 N 85° E で N 45° の傾斜をもち，N 75～80° E の方向へ 10° 内外の落しを示す。上盤側の母岩は粘土質千枚様緑色片岩からなり，下盤側は塊状珪質緑色片岩からなる。鉱体の上盤寄りは縞状の鉱染鉱，下盤寄りは塊状緻密の素硫化鉄鉱からなり，さらに下盤位に黄銅鉱に富む部分を伴なう。前者は最大厚さ 1.5 m，平均 0.3 m，後者は 10 cm 以下でこれら2つの部分は直接することもあるが，概して 50 cm 内外の挟みを伴なうことが多い。また両者の間には走向断層を伴ない，幅 20cm 内外の粘土が生成され，鉱石の引摺りがみられる。

鉱床は走向延長 30～70 m 程度の単位鉱体の集合からなり，これらのおのおのは東部に向かい層準が漸時下位に雁行配列するもののようである。本坑地並を規準とし

てその上部では厚さ 2m に及ぶ富鉱部があるが，その下部では 50 cm 以下で膨縮性に乏しい。

6.3.2 佐礼谷鉱山 (第5図印刷省略)

鉱床は秦皇山北面山腹沿いに一般走向 N 80°E，傾斜 20～30° N，落し N 80° W の方向へ 10° を示し，上部より高距 140m の間に天長坑・3号坑・2号坑・新2号坑・庄屋坑・秦皇坑・1号坑等が開坑されているが，現在では3号坑以外は崩壊または浸水等のために入坑できない。

現在までに走向延長約 200 m，傾斜延長約 400 m が確認されているが，さらに走向方向に発展する可能性が考えられる。3号坑口西方直距 150m 附近を通り N 20～30° W 方向に延びる断層があるが，その西方鏈先は天長坑で探鉱されているのみで，ほとんど稼行されていない。

本断層は西に 60° 内外傾斜する正断層で，約 30 m の落差をもつ。

鉱床は緩慢な波状褶曲をし，富鉱部は向斜から背斜に移る緩傾斜の部分に形成され，40° 以上の部分には弱くなつている。鉱床は上記構造に支配され，走向方向に約 100 m，傾斜方向に約 30 m ごとの単位鉱体の集合からなつている(第6図参照)。

第 6 図 NS 模式断面図
(波状褶曲を繰返しつつ全体的には北方へ傾斜する)

西部の大断層の西方直距約 20 m 附近には水平方向 N 50 W で NW 方向に 30° の落しをもつ背斜軸があり，軸に沿つて厚さ 1 m の富鉱部を伴なつている。

鉱床の厚さは 50 cm 内外でそのうち上盤側は約 30cm の縞状鉱染鉱，下盤側約 20 cm は塊状鉱からなつている。鉱石は大谷鉱山産のものと類似し，縞状鉱にも黄銅鉱・輝銅鉱を伴なう。塊状鉱は黄銅鉱にとみ，斑銅鉱に変わつている部分が多い。

庄屋坑口—鈴木坑—秦皇第1貫通を結ぶ線上にはEW方向に安山岩脈があつて，鉱体を切つているといわれる。

6.3.3 中山鉱山(第7図印刷省略)

中山本鉱床は赤鉄石英片岩より約 30m 下位にある緑色片岩中にあり，鉱体は一般走向 N 80° E で傾斜Nへ 30°，落しはEへ 15° を示し，著しい褶曲構造をもつ。鉱床は走向延長約 800 m，傾斜延長約 200 m が確認され，西から2号坑・1号坑・3号坑が鏈押しで開坑されている。2号坑は1号坑地並より約 80m 低位にあり，3号坑は1号坑とほゞ同一層準にあたると思われる。このうち1号坑は本鉱山で最も主力を注いだものであるが，東押しが進むにつれ湧水量が増加するとともに通気不充分となり，ついに昭和 29 年 8 月操業を休止した。したがつて1号坑東引立から3号坑までの約 100 m の間は未採掘のまゝになつている。3号坑は坑口より東方へ約 70m 鏈押しを行なつたが，鉱床は漸次弱くなつたまゝに休止している。

1号坑口より東約 100 m 附近より東方では擾乱が著しい。この附近には落差 10～20m の断層が多く，階段状に東方へ落ちている。1号坑・3号坑では走向断層も多いが，落差はほとんどなく，探鉱上困難を伴なうことは少ない。褶曲軸ははなはだ緩傾斜であるため，走向方向にはほとんど波状褶曲は示さないが，傾斜方向には著しい。これは中山—小倉—喜日出—二川登鉱床群に共通のことである。したがつてこのことは立入探鉱をするには困難を感ずる一つの原因ともなつている。上記鉱床群中もつとも擾乱の著しいものは中山1号坑である。2号坑は1号坑より 20m 低位，また3号坑は1号坑より 120m 高位で稼行され，それぞれの間には推定断層が考えられる。

第 8 図 NS 模式断面図
(中山鉱床擾乱帯の一例)

したがつてこれら3者の関係は3号東より西方に向かい階段状に落ちたものと考えるが，あるいは上記の順に上盤位に雁行配列するものと考えられる。鉱況については1号が最も優れ厚さは 1.5 m に及ぶことがあり，3号では 30 cm 以下，小倉坑では 10 cm 以下でいずれも Cu の品位は高いが劣勢である。本鉱床においては素硫化鉄鉱に富む部分と，銅鉱物に富む部分との区別が明らかで，1号坑の坑口附近では上部は銅鉱，下部は素硫化鉄鉱，坑口より 100～200 m の間では素硫化鉄鉱，200m 以東では上盤側には素硫化鉄鉱を，下盤側には黄銅鉱を主とする層状鉱床がみられる。1号坑口より

約 70m 低位の北斜面山腹から南方に向かつて，約 100m 立入坑道を開さくしているが着鉱していない。鉱床との関係からみて，さらに東方に方向を変えて掘進する必要があると思われる。

探鉱については，本鉱山は1号坑の東延と傾斜方向の探査が急務である。したがつて本鉱床と中山町南端の橋の附近の露頭とを考え併せれば，1号坑の鉱床の北傾斜延長上が日南登部落に露出する赤鉄石英片岩層の下位に潜頭鉱床の発達している可能性が推測される。物理探鉱・試錐等により一応の調査が要望される。

3号坑口東方には約 2.5km を距てて小倉部落附近に本鉱山の支山の小倉旧坑があるが，鉱床は走向 EW，傾斜 10° S である。また小倉の沢を挟み東方山腹には2坑口，西方山腹には1坑口があり，また西坑では総延長約 200m にわたつて探鉱されているが，劣勢のまゝ掘進を中止している。

6.3.4　平沢鉱山（第9図印刷省略）

平沢部落南東方約 500m に，平沢本坑・山神坑等があり，これらはいずれも平沢鉱床をかつて稼行したものである。本鉱床の南方直距約 850m に長籔鉱床，さらに南方約 600m の榎谷には既知露頭が知られている。このほか多数の旧坑が散在するが，その多くは崩壊もしくは浸水のために入坑不可能である。したがつて入坑可能な一部の坑内の状況と旧図面等を基礎として判断し，鉱床の概要を説明する。

平沢鉱床　鉱床は一般走向 N 80° E，傾斜 20°± S で 5° E の落しを示す。平沢本坑は沢より東方に約 250m 鏠押され，地並上部の約 20m の間は採掘済であり，下部は未採掘のまゝにされている。坑口から約 50m の間は，粗粒の含銅硫化鉄鉱からなり，それより東方は次第に細粒緻密の黄銅鉱に富む鉱石に漸移する。鉱床の厚さは 0.3～1.5m で，東方の引立附近は 0.3m 程度といわれる。山神坑は平沢本坑の西方延長上の露頭に対し立入掘進し，18m で着鉱し 45m 西押しているが，30m 附近で走向断層に縫着し，鉱況劣勢のまゝ探鉱が中止されている。

山神坑の西方下ミタライ部落の山腹には，鉱石の転石が認められるので，この附近はさらに鉱床の発展性が考えられる。山神坑と平沢本坑との間は未開発のまゝになつているが，これは山神坑下部から東方に向かい探鉱するのがよいと思われる。

平沢鉱床は上下盤側は縞状鉱染鉱，中央部は塊状緻密の鉱石からなつているが，本鉱床は大洲藩時代に山元で自家製錬が行なわれたと伝えられている。

長籔鉱床　鉱床の走向 N 60° E，傾斜 10° SE，落しは N 70° E の方向に数度以下である。上盤の母岩は石英に富む黒色片岩，下盤は千枚様タルク質緑色片岩からなる。また上盤位 10～20m の層準には赤鉄石英片岩を伴なう。長籔坑は約 40m 掘進され，坑口より東方約 5m の点から南東押し 15m と北東押し 22m の2つに分かれ，後者は坑口から約 12m 附近に走向 N 50° W，傾斜 60° E の断層があり，鉱床は踏前地並以下に落ちている。前者の引立には N 62° E，傾斜 55° SE の断層がみられ，これによつて鉱床は相対的に落ちている。本鉱床は切下り探鉱は行なわず，長籔坑口より北西方約 95m，比高 25m 下位の地点から SE 方向に大切坑を開き，約 110m 掘進しているが，着鉱しないまゝ中止している。鉱床の厚さは 1m 以下で，縞状構造の発達した鉱石からなつている。今後の探鉱計画としてはまず露頭から切下りを行ない，その鉱況いかんによつて現在の大切坑の掘進を充分検討を加えて既設計画に修正を加えるべきである。

6.3.5　大瀬鉱山

現在調査しうる鉱山は，大体上記程度のものであるが，このほかに大正9年まで盛大に稼行された大瀬鉱山がある。本鉱床は大瀬村熊ノ滝部落を中心に東西約 800m にわたつて発達し，20数箇所の旧坑が散在している。鉱体の一般走向は N 70° E～EW で僅かに南に傾斜し，東方に 5° 内外で落している。鉱体の最大の厚さは 15m に及ぶ部分もあつた由であるが，地表から浅くて風化が著しく，坑内崩壊の危険があるので，まだ相当量の残鉱を残したまゝ休山したといわれる。坑外の貯鉱は細粒緻密の黄鉄鉱および褐鉄鉱・斑銅鉱を主とし，僅かに黄銅鉱がみられる。

7. 結　言

本地域の鉱床は比較的に銅品位が高いため，古くから銅山として開発されたものが多い。

近時硫化鉄鉱の開発利用が行なわれるに及んで，含銅品位の低い硫化鉄鉱も採掘されてきたが，前節で述べた通り大瀬鉱床を除いてはほとんど規模が小さく，稼行の対象として取扱うことは困難である。したがつて今後の探鉱方針としては既知鉱床の残鉱を求めるよりも，むしろ新鉱床をみいだすことに重点をおくべきであると考えられる。

一方中山川の西方，肱川に至る未調査地区については，今後大久喜鉱山附近より北西部に向かつて調査を進めることによつて，地質と鉱床との間の関係を把握することができるものと思われる。

（昭和 29 年 10 月調査）

文 献

1) 堀越義一：別子型鉱床の雁行性とその探鉱について，鉱山地質，Vol. 3, No. 7, 1953

2) 佐藤戈止：7万5千分の1地質図幅および同説明書，久万，地質調査所，1925

3) Turner, F. J.: The Genesis of Oligoclase in Certain Schists, Geol. Mag., Vol. 70, No. 834, 1933

550.837 : 553.27(521.14)

秋田県立又鉱山電気探鉱調査報告

室住正義* 杉山光佑** 小谷眞隆*

Electrical Prospecting on Tatemata Mine, Akita Prefecture

by

Masayoshi Murozumi, Kōsuke Sugiyama & Yoshitaka Odani

Abstract

Electrical prospecting was performed on Tatemata mine from June to July 1953.

The deposit of this mine is of the fissure-filling copper vein type occurred in propylite.

The writers carried out the survey by means of spontaneous polarization and resistivity methods. Results obtained by this survey are as follows:

1) Some anomalies and weak indications of S. P. seem to have some relations to ore deposits or its surrounding mineralized zone.

2) High resistivity distribution seems to be approximately connected with those of S. P. indications.

3) Generally, the potential of S. P. decreases according to altitude.

Considering from some conspicuous S. P. indications, the writers could presume the eastward extension of the vein in this mine, while more detailed geophysical prospectings—resistivity and S. P.—are required at weak indication area of S. P.

要　旨

昭和28年6月，秋田県立又鉱山において電気探鉱法による調査を行なつた。この調査では本地域の脈状鉱床に対する電気探鉱の適応性を検討する資料を得るとともに，現稼行鉱床の賦存状態を探査して，当面の鏈先探鉱に資することを主たる目的とした。その結果，

1)　調査区域内各露頭部ならびにその周辺において，鉱床ならびに鉱化帯と関連すると思われる自然電位分布を得，当面の東押鏈の掘進に対する指針を得た。また横間歩鏈の背後に平行脈の潜在を推察しうる示徴を得た。

2)　一般に山の高所に向かつて電位低下が認められるが，この現象は本地域の鉱床探査上注目すべきものと思われる。

3)　自然電位法ならびに比抵抗法の適応性が認められ，今後本法による調査が期待される。

1. 緒　言

昭和28年6月中旬から7月上旬にわたる約1カ月間，秋田県立又鉱山において電気探鉱調査を実施した。こゝにその結果を報告する。

本調査に伴なう地形測量は尾崎次男・小張孝が担当した。

今回調査を行なうに際し，多大の援助を与えられた大日本鉱業株式会社立又鉱業所長ならびに鉱業所職員各位に対し，深く謝意を表する次第である。

2. 位置および交通

立又鉱山は秋田県北秋田郡西館村にあり（5万分の1地形図　大葛），大館市の北方約 15 km の地点に位する。

本鉱山に至るには奥羽本線大館または東北本線好摩から花輪線により扇田駅にて下車，これより鉱山事務所までバス（大館—立又鉱山間連行）の便がある。扇田駅から鉱山までの約 10 km の間は，比較的平坦な道路でトラックを通ずるほか，扇田町—鉱山間の林用軌道があつて，交通運搬は便利である。

3. 地形・地質および鉱床

鉱山附近の地形は概して緩慢である。鉱山は標高 500～800 m の諸山に囲まれた糸柄沢の上流立又沢にあつて，沢に接する地域あるいは鉱床賦存地帯の地形は至つて急峻である。

地質鉱床については林昇一郎による調査，および大日本鉱業株式会社吉田善亮による調査などがある。さらにその後数次にわたり行なわれたが，これらの調査の結果によると，鉱山附近は新第三紀下部中新世と推定される

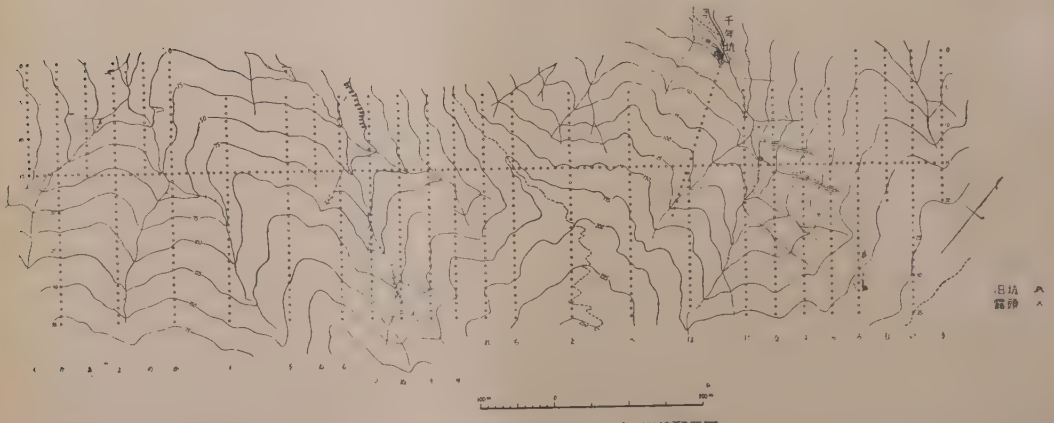
* 物理探査部
** 元所員

第 1 図　位 置 図

て，多数の平行脈が存在する。すなわち従来知られたものに横間歩鏑・長盛鏑・立又大鏑・亜鉛鏑その他がある。横間歩鏑は本鉱山の主要鉱脈をなすものであつて，一般に走向 N 30° E SE へ 55° の傾斜を有するが，これを詳細にみれば北東端では走向 N 45° E，傾斜 SE 55°，中央部では走向 N 40° E，傾斜 SE 50°，また南西部では走向 N 13° E (千年坑準) ～N 30° E (万年坑準)，傾斜 60°E である。鉱脈は膨縮著しく，富鉱部において脈幅最大 4 m，平均 1 m であつて，その走向延長は千年坑で 560 m に達する。横間歩鏑には諸所に走向断層がみられ，これに平行してあるいは断層に連続して石英安山岩岩脈 (幅 70 cm 以下) および角礫岩岩脈 (幅 5 mm ～50 cm) が現われ，いずれも鉱脈を切つている。これら走向断層のほか正断層 (N 60° E，傾斜 SE) により鉱脈はしばしば切断される。鉱石は黄銅鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱等を主とし，ときに硫砒鉄鉱・黄錫鉱・四面銅鉱等も含まれるが，横間歩鏑下部にはしばしば磁鉄鉱が認められる。脈石として石英および菱マンガン鉱を主とする。母岩の変質作用としては絹雲母化・緑泥石化・珪化作用が顕著である。

4. 調査目的および調査区域

今回実施した調査は，本地域のこの種鉱床に対する電



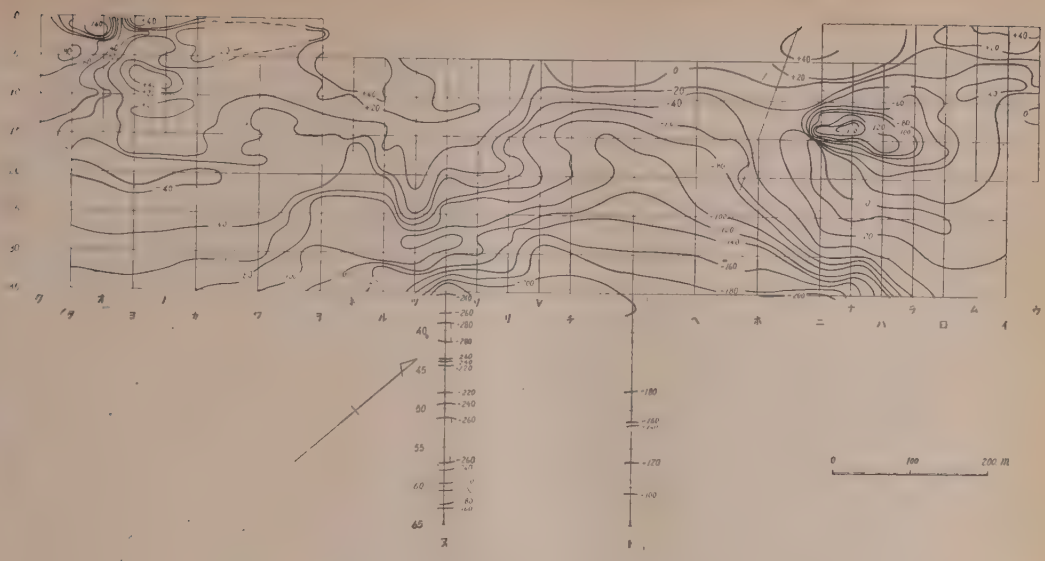
第 2 図　立又鉱山電気探鉱調査地形ならびに測線配置図

下部立又層の変朽安山岩類・安山岩質集塊岩等を基盤とし，これを被覆して上部立又層 (中部～上部中新世) の亜炭を挟在する凝灰角礫岩・砂質凝灰岩・黒色頁岩・安山岩質および石英粗面岩質熔岩等の互層，さらにその上部に砂岩を主とする奥見内沢層 (下部鮮新世) がある。なお下部立又層はしばしば石英閃緑岩質の，いわゆる第三紀花崗岩の貫入を受けている。

鉱床は上記下部立又層の変朽安山岩・安山岩質集塊岩等の裂罅，あるいは断層中に胚胎された銅鉱脈であつ

気探鉱の適応性を検討するための資料を得るとともに，本鉱山の主要鉱床たる横間歩鏑の賦存状態を探査して，当面の東西両鏑先探鉱に対する指針とし，併わせてこの附近における潜在平行脈探鉱上の資料とすることを目的とした。

したがつて調査区域は横間歩鏑を被覆して，さらにその両鏑先にあたる区域を包含するように設定し，第 2 図に示した通り，北西—南東に 300～350 m，北東—南西に約 1,300 m の地域である。



第3図　自然電位分布図　単位 kΩ-cm

5. 調査方法

第2図に示した通り，300～350 m の測線を 80 m 間隔をもつて16本設定，さらにその間に 150～300 m の測線を設けた。測点は各測線上 10 m ごとに設置し，これらの測線，測点には図示した通りの記号，番号を付した。

本鉱山で行なつた電気探鉱法は自然電位法を主とし，一部に比抵抗法を行なつた。

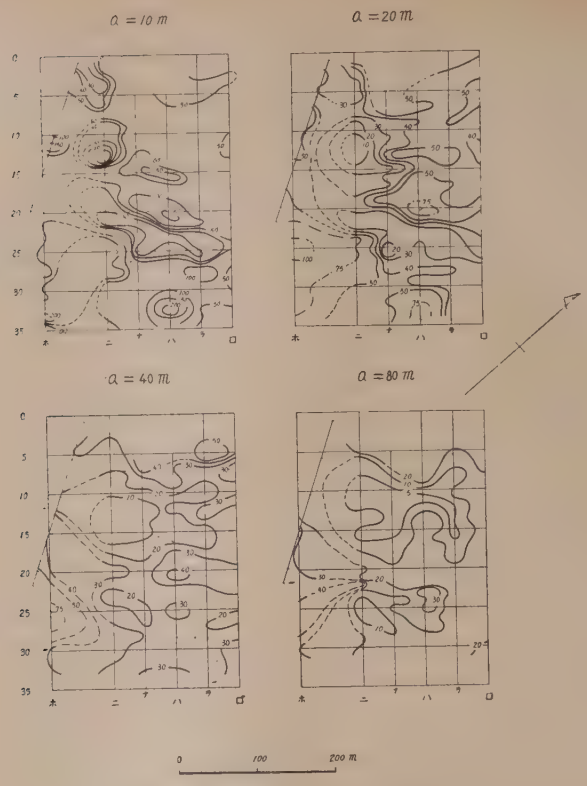
自然電位法においては，区域内の一定点（「二—15」附近）を基準とし，これと各測点との電位差を測定した。その結果を第3図に示す。

また，比抵抗法においては電極間隔(a)を 10, 20, 40, 80 m の4種とし，「ロ，ラ，ハ，ナ，ニ，ホ」の各測線に対して2極法による水平探査を実施した。その結果を第4図に示した。

6. 調査結果

自然電位法の結果は第3図に示した通りである。本区域における自然電位の変化は比較的著しく最高（＋）64 mV（「ヨ—7」），最低（－）285mV（「ヌ—40」）でその差約350 mV に達するものである。この分布傾向は全般的にみて区域の北東部および南西部と，区域東側より三角点附近にわたる斜面に著しい電位変化を示すが，区域北西部から南部にかけては，電位変化はあまり著しくはない。電位は北西および西に高く南東部に低い電位を示し，そのなかに負中心あるいは低電位帯が認められる。すなわち ⓐ「ニ—14」～「ナ—13」附近に（－）160mV 以下，ⓑ「オ—2」～「タ—1」附近に（－）140 mV 以下の顕著な負中心が形成され，また ⓒ「タ—5」附近に（－）90 mV 以下，ⓓ「ム—9」～「イ—8」附近および ⓔ「タ 19」～「ヨ 22」～「カ—21」附近に（－）40 mV 以下，ⓕ「カ—2」～「ヲ—2」附近に（－）20 mV 以下等の低電位分布がある。そのほか全般的に区域の北西から南東へ電位が低下するが，その変化には緩急の差があり，また等電位線の局部的擾乱があつて，ⓖ「ト—17」～「リ—16」附近および ⓗ「ソ—28」～「ツ—28」附近には電位の擾乱が認められ，「ニ，ナ，ハ，ラ」線の南東部には急激な電位降下がある。また「ヌ」線東端部の急激な電位降下に対しては「ヌ，ト」線を 300 m 延長して測定した結果「ト—37」，「ヌ—40」および「ヌ—55」附近に（－）200～285 mV に達する最低電位が認められたものである。

比抵抗法の結果は第4図に示した通りであるが，a＝10 m，20 m の場合，全般的に 50 kΩ-cm 以上の高比抵抗を示し，そのなかに部分的に 10～30 kΩ-cm 以下の比較的低比抵抗部が分布する。すなわち a＝10m では「ナ—14」～「ハ—16」，「ナ—18」～「ラ—22」，「ハ—33」，「ニ—24，28」～「ホ—24，34」等の附近に 100～200 kΩ-cm の高比抵抗部が分布し，「ニ—20」～「ラ—26」附近に 30kΩ-cm 以下，「ニ—12」～「ニ—14」附近には 10 kΩ-cm 以下の低比抵抗部がある。a＝20 m では比抵抗値が全般的に低くなるが分布傾向はほとんど変わらない。a＝40 m；80 m においては高比抵抗部は 90 kΩ-cm 程度に達するものもあるが，比抵抗値は著しく減少して 20～30kΩ-cm を示すものが多く，低比抵抗部はかなり拡大する。すなわち 5～10 kΩ-cm の低比抵抗部は「ナ—12」を中心とし



第 4 図　比 抵 抗 分 布 図　単 位 kΩ-cm

て，北西から南東にかけて拡がり，高比抵抗部は「ホ—21」～「ホ—34」附近に 40～50 kΩ-cm を示すほかあまり著しくない。

7. 調査結果に対する考察

以上の結果につき考察する。

まず自然電位異常ⓐについては「ニ—14」～「ホ—14」間に横間歩鏑の露頭および旧坑(ホロ坑)があり，これと千年坑東押の鏑の状況から考えてこの異常は横間歩鏑，ならびにその周辺鉱化帯に関連するものと思われる。またこの附近に分布する高比抵抗帯は鉱床周辺に認められる珪化作用に関連するものと考えられる。なおこの負異常帯は「ナ—13」～「ロ—9」および「ナ—13」～「ロ—16」の 2 方向に拡がる様相を呈し，横間歩鏑はこの附近より東方で 2 方向に分岐するか，または方向の異なる鉱脈の潜在も考えられる。とくに「ナ—13」～「ロ—9」の延長上には低電位帯ⓓが分布するので，横間歩鏑はさらにこの附近にまで続く可能性も考えられ，今後の探鉱が期待される。ⓑ，ⓒ，ⓕ等の負異常はその附近（「ヨ—1」，「ヨ—1」～「ノ—1」，「ヲ—1」等）に存在する露頭あるいは旧坑との関連が考えられ，探鉱に際し留意を要する地域である。

横間歩鏑西押では鉱床の露頭線を追跡しうるような著しい負異常はみいだし難い。僅かにみられる自然電位線の擾乱ⓔが，この鏑に関連する電位異常と思われる。ⓗについては「ヌ—30」附近に露頭があるが，この露頭との関連を考えることは適当でなく，むしろこの附近の坑内で認められる断層による鉱脈の転移あるいはまだ知られない平行脈の潜在によるものと思われ，探鉱上注目すべき示徴と考えられる。またⓖは一応横間歩鏑の走向延長上にも近く留意を要するものと思う。三角点の西側斜面すなわち区域東端部にみられる広域に拡がる低電位帯は全般的にみて標高の増加に従がい電位降下が認められ，地形の影響を考えなければならないものと思われるが，その変化に程度の差があり，地形的影響のみとは考え難い。とくに電位擾乱ⓖおよびⓗ等もこれに属するものと思われ，そのほか「ヌ—35」，「ナ—35」，「ニ—35」等の附近に等電位線集中が認められるが，区域の端であつて今回の調査で充分明らかにするに至らなかつたが注目する必要がある。「ト」，「ヌ」両線を延長測定した結果では「ト—37」，「ヌ—40」，「ヌ—55」附近等に最低電位をみいだしているが，まだ考察に充分な資料とはいい難い。しかし今後この方面の調査を行なう際の資料として役立ち

うるものと思う．今回充分の調査を行ないえなかつた区域の西端部ならびに東端部「ト」，「ヌ」線の周辺，「ニ」線の周辺等は今後さらに測線を新設のうえ，調査することが望ましい。すでに述べたように，ⓐ負異常附近に高比抵抗分布が認められ，鉱床周辺部との関連が考えられたが，他の高比抵抗部の附近にも自然電位の変化は著しくはないが，いくぶん低電位の認められるものもあり，この種鉱床の調査に自然電位法のみならず，比抵抗法の適応性が考えられるところである。今回比抵抗法は全域にわたり実施するに至らなかつたので，自然電位法のみ実施した区域については，さらに比抵抗法による調査を行なう必要があり，また今後の調査には両者の併用が望ましい。

8. 結　論

本鉱山において電気探鉱調査を行なつた結果，この種鉱床の探査には適用の可能性があることが明らかとなつた。しかし地質状況により自然電位法のみで充分の判定をなし難い場合もあるので，比抵抗法を併用することにより効果を挙げることができるものと思われる。また横間歩鏈の露頭ならびに鉱化帯に関連する顕著な示徴を得た。さらに横間歩鏈は東押において分岐脈の存在が認められ，当面北方に掘進することが適当なものと推察された。西押においては著しい示徴は認め難く，電位の擾乱あるいは低電位帯が認められ，横間歩鏈との関連が考えられる部分もあるが，当面の掘進の指針とするに充分な推察を行なうには至らないので，さらに比抵抗法による調査の必要性が感ぜられる。また区域の西端部附近に存在する露頭あるいは旧坑との深い関連が考えられる負異常帯の分布を明らかにしたが，その一部はさらに測線を設置して調査する必要がある。その他区域東端部にも負異常存在の傾向がうかがわれるので，今後さらに調査を要するものと思う．今回の調査の結果からも，横間歩鏈の背後に平行脈潜在の可能性も考えられるが，今後の探鉱に充分な資料とはいい難く，今後の精査にまちたい。今後の調査では自然電位法・比抵抗法の併用が望ましい。

なお今回の調査区域全般にわたり西から東へ，山の高所に向かつて電位低下の現象が認められ，山嶺部に最低電位を示す所もあるが，示さない所もある。すなわち地形との関連も考えられるが，特殊条件にある地質との関連も考えられ，本地域の鉱床探査のうえにも大切なことと思われるので，今後この面の究明を考慮する必要のあることを痛感する。

（昭和28年6月～7月調査）

553.981(521.16)

炭田ガス研究調査報告

——常磐炭田北部地区の天然ガスについて——

本島 公司* 牧野 登喜男**

Studies on the Coal Field Gas

—Natural Gas in the Northern Part of the Jōban Coal Field—

by

Kōji Motojima & Tokio Makino

Abstract

Coal field gas has been thought to be important but unused resources in Japan. The purpose of this study is to complete the method of survey for coal field gas, considering this region as a test field.

In this paper, the following subjects are summarized and discussed.

1. Descriptive explanation of general geology
2. Occurrence of coal field gas

Large production of gas is found under free gas condition.

3. Pressure of gas reservoir

The reservoirs which keep the large gas production generally have very low reservoir pressure.

4. Rock facies, geologic, structure, and migration of gas

In the field the sandstone of Iwaki coal bearing formation is an important gas reservoir, and it has low permeability. The observed maximum air permeability of this rock is 260 millidarcys, and fresh water permeability is about $n \times 10^{-3}$ millidarcys. Therefore, the writers can conclude that the rapid gasflow (same as gas production from well) depends mainly on the present condition of cracks and fissures of the rocks, both unexploited—exploited area, and the slow gas-migration during long geologic time is influenced by the permeability of rocks and large geologic structures.

5. Gas composition

Typical gas composition is as follows.

$CO_2 < 0.2$ vol. %, $CH_4 > 90$ %, $N_2 < 5$ %, $C_2H_6/CH_4 = 1/500 \sim 1/1,000$, C_3H_8 = trace, $A = 0.05$ %

6. Ground water

Chemical characteristics of ground water are explained as the result of mixing three types of original water— fossil water, hot spring water and meteoric water.

7. The location of the test boring must be determined from the view point of structural geology.

要 旨

炭田ガスは日本における重要な未利用資源である。

この研究調査の目的は，常磐炭田北部を実験フィールドとして，炭田ガスの調査方法を考えることにある。

そして本文中では次の項目について論議されている。

1) 一般地質の記載

2) 炭田ガスの産状——大量のガスを産する地点では，いずれも遊離ガスである。

3) ガス礦の圧力——多量のガスを産するところでは静水圧より大変低い値を示す。

4) 岩相，地質構造およびガスの移動——地区内の主要産ガス層である石城夾炭層の砂岩では，最大 260 md の空気浸透率と $n \times 10^{-3}$ md 程度の水浸透率(水道水による)を示す。したがつて産ガスは地層の割れ目に多く関連し，長時間のガス集積は岩相と地質構造におもに支配されるであろう。

5) ガス質——この地区のガスは，本来 $CO_2 < 0.2\%$ (vol.)，$CH_4 > 90\%$，$N_2 < 5\%$ である。このほか $C_2H_6/CH_4 = 1/500 \sim 1/1000$ 程度の C_2H_6 と痕跡量の C_3H_8 とが存在する。

* 技術部
** 燃料部

6) 地下水——この地区の地下水は化石水，温泉水および天水の混合であると説明できる。

7) 試錐は，4) に述べた事項を参考にして，地質構造的見地から満足するような位置について行なうことが良いと思う。

1. 緒 言

炭田ガス (Coal field gas) の資源的重要さは，最近とみに注目されてきているが，その理由は質的にほとんど CH_4 からなることと，量的にきわめて膨大な埋蔵が推定されていることである。

ガス田の調査に際しての着眼は，いうまでもなくガスの質・量・埋蔵の状況の3点である。わが国の天然ガス鉱床のうちで，調査法と開発法が比較的よく確立されているのは，水溶性のガス鉱床についてであつて，油田のガス鉱床がこれに次ぎ，炭田ガスには地質学的にも，地球化学的にも最も多くの問題が残されている。

地質調査所では，炭田ガスの調査フィールドとして現在までに北海道苫前炭田築別炭鉱，石狩炭田新幌内・夕張・平和炭鉱，釧路炭田庶路炭鉱，常磐炭田常磐炭鉱，九州筑豊炭田赤池炭鉱などをとりあげているが，このなかで常磐炭田は東京に近い位置を占めることと，産ガス量もあまり少ない方ではないことから，調査法を考えるための研究フィールドとして適当なものと判断されている。

この報告では，常磐炭田北部の勿来—平地区における炭田ガスに関する観測を通じて，今後炭田ガスを調査・研究・開発するうえに問題点となりそうな事柄のいくつかについて述べている。

現地調査期間は次の通りである。

本島： 昭和32年2月7日～20日

牧野： 昭和32年2月2日～20日

現地調査に際しては，実験室を提供された常磐炭礦株式会社始め，古河鉱業株式会社，長倉炭礦株式会社，常磐天然ガス株式会社から種々と便宜を与えられたことに対して感謝の意を表する。

2. 炭田ガスに関するいくつかの疑問と問題点

2.1 炭田ガスの産状

炭田ガスは一般に水を伴なわないで産出するといわれている[1]。この場合，地層とくにガス礦孔隙の大部分は，気体としての天然ガスに満たされているものと思われるが，未開発炭田においても，このような状態のガス礦が存在するかどうかは大切な問題と思われる。ガスが多量に湧出するためには，瀝青炭級の石炭を挟有する含炭地層の場合は，当然その岩石の物理性から，水を伴なわない地層の方が好都合であることは納得できるが，初生的にそのような条件があつたか，あるいは主として炭田の開発に伴なつて二次的にできたかが重要な問題点である。

2.2 ガス礦の圧力

水溶性ガス鉱床におけるガス礦は，大略深度 10m につき1気圧の静水圧を受けるとともに，その圧力に応ずるガスの溶解量を保持することに最大の特徴があるが，炭田ガスのガス礦圧力に関しては，的確に地質状況と対応させて測定された資料がきわめて少ない。地質学的には採炭の始まる以前におけるガス礦の圧力が最も必要であり，次いでガスを人工的に地上へ抜くことと対応させたガス圧分布と，ガス量との関係が必要である。現在までに示されている圧力測定値は，上述した2つの数値の中間的なもので，ときにはその意味をきわめて滅じている場合もある。

2.3 岩相および地質構造とガスの移動

物理的にみれば，ガスは岩石の孔隙中に存在するから，ガスが多量に地下に存在するためには，孔隙率に富んだ地層が相当な容積を占める必要がある。帽岩の存在としては，岩石の孔隙からみれば乾燥した泥岩では不充分であろう。したがつてガス礦とは，炭田ガス鉱床に関しても水溶性ガス鉱床に対すると同じように，浸透率に支配されるものであろう。常磐炭田に発達する地層の浸透率は，どの程度であろうかということと，どの程度の浸透率によつてガス鉱床が岩相に支配され，あるいは地質構造に左右されるものであるかにも問題がある。短時間内のガスの移動と，長時間にわたるガスの移動・集積・逸散の現象と，岩相および地質構造の関係はどのようになつているかも同じ問題に帰すると思われる。

2.4 ガス質

炭田ガスの賦存状況とガス質の間における一般的な関連性については，まだ充分な資料がない。またガス中における重炭化水素と水素の存在についても検討された資料が少ないので，多くのことが疑問として残されている。さしせまつた問題としてはガス質とガスの産状とをよく関連づけた資料を求め，炭田ガスの本当の質的な特徴を明らかにする必要があろう。

以上述べた4項目は，炭田ガスの調査方法を決める場合にきわめて大切な点であつて，これらのうちのいくつかはお互に関連性をもつていることは明らかである。これらの一つ一つも順次解明できれば，炭田ガスの調査→開発に連なる技術的な進歩が期待できる。こゝでは，これらの項目のうちいくぶんかでも明らかになるよう，研究にとりかゝる前に問題点をあらためて整理したわけである。

3. 研究調査の着眼点と調査法

常磐炭田北部地区の地質とガスの産状一般については，文献[2][3][4]などに述べられているように，すでに多くの報告があつて，重要と思われる産ガス地の記載が詳しくのつている。

筆者らは，2章で述べたような問題点を，個々のガス産地においてその現場で考えてみるような調査法を採用した。そして調査に際しては，水溶性ガス鉱床に対すると同じ方法で資料を集め，水・ガス・岩石とガス鉱床の間に存在する関連性を求めてみることにした。この場合の現場における作業は既存資料の検討，ガスおよび水の試料採取と分析，新事実の発見などである。

ガス分析のうちオルザット氏法は本所化学課の永田松三が担当し，また質量分析計による分析は名古屋大学理学部の器械によつて本所石油課柴田賢が担当した。地下水の分析は従来の水溶性ガス鉱床に対すると同じ方法によつて実施した。

4. 調査の結果について

4.1 地質の概略

調査結果について説明するために必要な地質の概略をこゝに述べる。

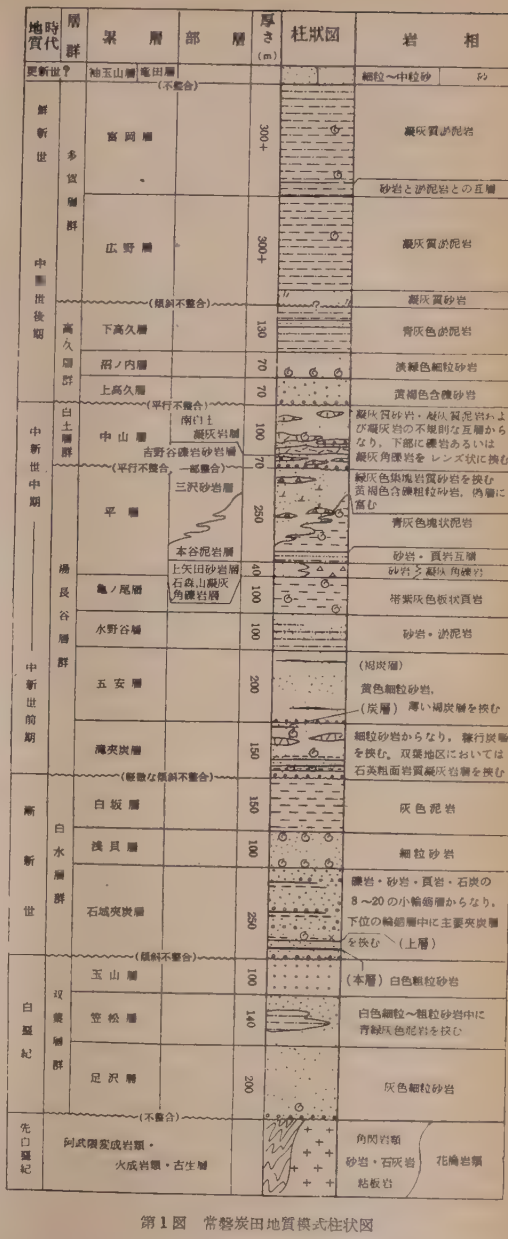
常磐炭田地質模式柱状図を第1図に示す（文献3による）。

花崗岩類および片岩類からなる基盤岩類は，白堊紀層または第三紀層に不整合に被覆され，ときに幅 30cm ほどの裂罅が坑内でみられることもあり，一般に方解石脈に富み，坑道掘進中に天然ガスを湧出して，発破がかけられなくなる場合がある。

白堊紀層は大部分海成層であるが，一部半淡半鹹水成～淡水成層と考えられている。かつて磐崎坑から産出した原油の根源をこの地層に求めて説明しているむきもあるので，白堊紀層は炭化水素鉱床の立場からは重要である。

白水層群は漸新世に属し，この地区では最も大切な産ガス層位をなしている。その最下部層である石城夾炭層は常磐炭田の主要夾炭層でおもに砂岩からなつており，その最下部に2～3層の稼行炭層を挟有し，これらの炭層は基盤の隆起部では薄化あるいは尖滅する。主要炭層以下は主として淡水成層，以上は浅海成層～淡水成層が繰り返している。浅貝層（砂岩）は海成層であり，白坂層（頁岩）もまた海成層である。

湯長谷層群・白土層群・高久層群および多賀層群までは中新世に属する。湯長谷層群中の滝夾炭層～五安層（いずれも砂岩）は淡水成層～浅海成層といわれ，この地域の

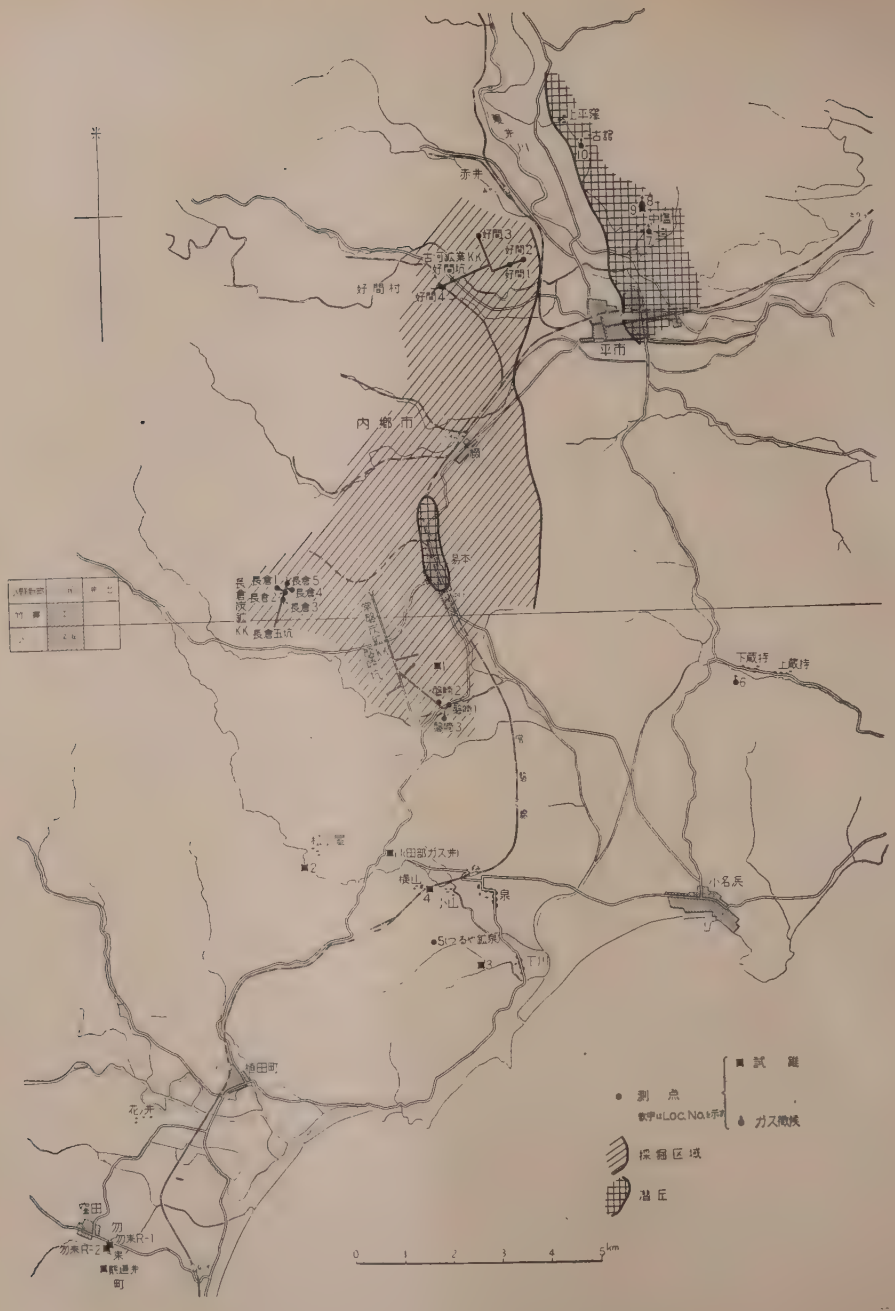


第1図　常磐炭田地質模式柱状図

被圧地下水層を形成するといわれている。水野谷層以上の地層は純然たる海成層である。亀ノ尾層は，ときに砂岩を挟有する。平層は北部平市附近で重要である。

白土層群から上位の地層の説明は省略する。

地質構造は，地塊運動によつて特徴づけられ，断層が発達して各地塊に分けられているが，全体として地層は東に 10～15° 傾斜している。双葉断層以外は正断層で，北西～南東と東西方向とに大断層があり，南西または南落ちである。



第 2 図　北部地区炭田ガス研究調査測点位置図

4.2 測点資料

第 2 図の測定について得た観測資料を第 1 表に示す。次に各測点についてその概要を説明する（（ ）内の番号は Loc. No を示す）。

(1) 下湯長谷：昭和 27 年さく井された探炭試錐の跡であつて，孔口から 9 m は 4″ ケーシングがはいつている。地表は三沢砂岩層であり，水は深度 155 m 前後の亀ノ尾層の割れ目からの湧水といわれる。下に磐崎坑の坑道が展開している。

ガスは無く，Cl^-，CO_2 類が少なく，中性であるが Fe は多い。

(2) 松小屋：探炭試錐であつて，孔口は三沢砂岩層

となつている。水野谷層からの出水で水量も多い。

ガスはまつたく無く，Cl^-≒500 mg/*l*，炭酸類も約 300 mg/*l* あるが，NH_4^+ は少なく 1 mg/*l* に達せず，アルカリ性が強い。水温は高いが dis. O_2 のやゝ多いことと dis. N_2 etc.≒14 cc/*l* が特徴的であり，天水の浸入が勝つている 1 例である。

(3) 泉：探炭試錐であつて地表は亀ノ尾層である。水は深度 50 m 前後の水野谷層のものと判断されるが，dis. N_2 etc. はやゝ多く，CH_4 を少々含むと解釈できる。Cl^- は 620 mg/*l* もあるが，アルカリ性で，NH_4^+≒0.3 mg/*l* を示す。遊離ガスは認められない。

(4) 小山(横山)：探炭試錐で，地下地質[4]は地表～37m 五安層，217 m まで白坂層，293.6 m まで浅貝層，以下石城夾炭層である。3 1/2″ ケーシングを 40 m 降下し，ガス層は 293.6～428 m の間にあり，密閉孔口圧は 5.3 kg/cm² あるが静水位は不明である。ガス質は CH_4≒92% (vol. %) となつている。

(5) つるや鉱泉：多賀層群を覆う沖積地に掘られた深度不明の浅い開放井戸で，ガスは無く，遊離硫黄が少少井戸元にみられる。dis. O_2=0.07 cc/*l* であるから地下水は強い還元性であることがわかる。アルカリ性で Cl^- も多く，全炭酸量も水野谷層の地下水に似ているが，地表からの影響を区別できないので，この水は多賀層群を代表するものとして扱取うことはできない。

(6) 下倉持：白坂断層から分岐する蔵持断層に沿つて水田中に分布するガス徴候で，水を伴なわない。逸散全ガス量は数 100 m³/day と概算される。

(好-1) 古河好間鉱：坑内で湯本断層に逢着した附近に掘鑿された水抜ボーリングであつて，水は石城夾炭層からでている。溶存ガスは水温からみると不飽和と考えられる。初圧は深度－486m にあつて，5 kg/cm² といわれる。Cl^-≒350 mg/*l* であるが，炭酸が少なく，アルカリ性である。H_2S 臭が強い。

(好-2) 古河好間鉱：石城夾炭層からの出水でやはり H_2S 臭がある。Cl^-≒700 mg/*l*，HCO_3^- は少なく，アルカリ性を示す。dis. O_2, dis. N_2 etc. も少ない。

(好-3) 古河好間鉱：石城夾炭層からの出水で，溶存ガス量は O_2, N_2 etc. ともに少なく，孔口圧力は 3.05 kg/cm² を示していたので不飽和である。H_2S 臭があり，Cl^- は 85 mg/*l* で少ないが，強いアルカリ性を示す。

(好-4) 古河好間鉱：旧坑水で，dis. O_2=6.27 cc/*l*，dis. N_2 etc.=12.3 cc/*l* を示す。pH 7.0 で Cl^- は約 10 mg/*l* である。天水が浸入した場合の水質を示す代表的例である。

(7) 中塩：下部平層の砂岩附近からでているきわめて微弱なガス徴候である。

(8) 中塩：白坂層の割れ目からでるガス徴候で，水を伴なわない。Loc. No. 9 の探炭試錐と相接する位置を占める。ガス質は試錐のものよりやゝ CH_4 が少ない。

(9) 中塩古河探炭試錐：掘り始めは白坂層で，著量のガスは石城夾炭層上部の亀裂からでている。本井は平窪断層に近い位置を占め，孔井深度は 564 m，鑿井中逸水がしばしば起り，また亀裂の存在が多く，ガス噴出箇所がこれらの位置する所と良く一致するといわれる。浅貝層上部からガスが認められ，始め 360 m 附近の石城夾炭層中部で最大のガス噴出が記録されている。その量は約 30,000 m³ に達し，孔口密閉圧力は 1.75 kg/cm² である。調査当時の産ガス量は，4″ ケーシングからガスだけの自噴で約 13,000 m³/day 孔口密閉圧は 1.4 kg/cm² あつた。ガス中には H_2S, 水蒸気ともに認められない。CH_4 は 88～93% (vol.) である。孔井内の水位は不明であるが，ガス噴出状況から，主要産ガス層の深度以下であろうと推定される。

(10) 古舘(平窪)：平窪断層の近くにみられる水を伴なわないガス徴候で，浅貝層上部の細粒砂岩からガスがでている。地層の走向に沿うガス徴候と，これに斜交する亀裂に沿うものとが明らかに認められる。質的には CH_4 87%前後 (vol.) のガスで，若干の空気が混入している。ガス量は多い。

(勿来 R-1) 窪田：常磐天然ガス株式会社の所有する R-1 号井は，昭和 25 年の鑿井であつて，掘止め深度 250m に対し，ストレーナーを 80～140m および 160～220m におく 4 1/2″ ケーシングを 220 m 降下し，エアーリフト用インジェクションパイプとしては 1″ 管を 145 m 降下する。R-1 号井は熊道断層の東側に位置し，地下地質は 88 m まで浅貝層，以下石城夾炭層になるが，主要ガス層は深度 90 m および 168 m というから石城夾炭層に属する。調査時の自然水位は地表面下 58.5 m にあり，それをエアーリフトによつて －90m まで下げるようにしている。その場合のガス量は，

水位 (m)	自噴ガス量 (m³/day)
－58.5	1,500
－90	5,000

である。リフトは 1 回に 1～2 時間かけ，1 日 3 回ないし 4 回運転する。コンプレッサーは 15 HP，揚水量 0.6 kl/h，始動圧 7.5～8 kg/cm²，運転圧 5.5 kg/cm² である。1 日の揚水量は大略 0.6 kl/h×6 h=3.6 kl/day であり，総噴出ガス量は

リフト　$3{,}000\times\frac{6}{24}=750$ m³/day

自噴　$5{,}000\times\frac{18}{24}=3{,}750$ m³/day

計　4,500 m³/day

第1表（1） 常磐炭田北部地区

Loc. No	所在地	測点の環境	試料採取方法と深度 (m)	ガス量 (m³/day)	水温 (°C)	水位，水量およびガス水比 (m, kl/day)
1	下湯長谷	山脚，旧試錐	自噴 616	0	17.5 f	+0.2/13/0
2	松小屋	山脚，試錐	〃 757	0	28.8 f	±0/250/0
3	泉，下川	〃	〃 525	0	15.1 f	±0/1/0
4	横山	甲地，試錐	ガス自噴 630	約 1,000	—	不明/0/∞
5	（つるや鉱泉）	山脚，手掘井	深度不明 開放井→注射器	0	—	−0.6/0/0
6	下倉持	山間，水田				
好間-1	1卸200目抜	坑内	試錐から坑内流出 −486	有	28.6 f	−486/1/0
〃 -2	1卸400目抜	〃	割れ目から湧出		32.9 f	約−500/10/0
〃 -3	第2北電車坑道700目抜	〃	水抜試錐 −442	0	25.6 f	−442/1/0
〃 -4	立坑200入道坑	〃	−280	0	19.9 f	−280/6,700/0
7	中塩	水門入口，池ガス徴	水上で捕集	0.000n	—	—
8	〃	山脚，白坂層の頁岩割れ目ガス徴	ガス自噴	10	—	—
9	〃	試錐	ガス自噴 564	13,000	—	不明/0/∞
10	古館	山脚，ガス徴	ガス自噴	n×10²	—	/0/∞
勿来R-1	窪田	水田，ボーリング	リフトおよび自噴 250	4,500	—	−60～−90/4/約1100
〃 R-2	〃	〃	ガスのみ自噴 201	n×10	—	−30/0/∞
長倉-1	5坑右1斜坑巻揚排気	坑内	割れ目からの水 −102	0	25.45	−102/24/0
〃 -2	5坑本線坑口から水平575m	〃	落差50mの断層			
〃 -3	5坑本線引立坑口から水平748m	〃	角閃岩 −168	tr.	—	—/0/
〃 -4	5坑水平坑巻立から120m南東	〃	角閃岩直上			
〃 -5	5坑本線3目抜上坑口から斜距離300m	〃	−34		12.2 f	−34/1/0
磐崎-1	本坑中部斜坑左第2水平坑連坑1目抜先	〃	−600	n×10	58.0 f	−606/1/n×10
〃 -2	中部斜坑坪下電車坑連坑左1片旧坑	〃				
〃 3	中部斜坑坑下3斜坑右一片一昇	坑内，水抜ボーリング	断層 −607	200	61.0 f	−607/5/40
11	田部	平地，試錐	ガス自噴 613	11,000	29.4 f	不明/10⁻²/n×10⁵
	標準海水					

炭田ガス研究調査一覧表

遊離ガスの組成 (vol. %)					地下水の組成									
CO_2	O_2	CnHm	CH_4	N_2	pH	RpH	HCO_3^- (mg/l)	free CO_2 (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	total CO_2 (mg/l)	dis.O_2 (cc/l)	dis. CH_4 $+N_2$ (cc/l)	Cl^- (mg/l)	Fe^{2-} (mg/l)
—	—	—	—	—	6.8+	7.1−	143	5.3	0	108	0.41	17.2	24.2	4.72
—	—	—	—	—	8.6	8.6−	367	0	24	283	0.77	13.7	504	
—	—	—	—	—	8.5	8.5+	410	0	19	310	0.28	23.0	620	0.31
0.0	0.6	0.0	91.7	7.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	7.9	8.0	391	6.2	0	288	0.07	16.8	504	—
0.65	**24.35**	—	**3.04**	N_2 **70.82** A **1.14**	8.4	8.1	22.0	0	7.2	21.2	0.27	16.2	341	—
—	—	—	—	—	8.6	8.4+	20.0	0	7.2	19.7	0.21	13.8	672	0.14
—	—	—	—	—	9.8≦	9.7	0.0	0	56.2	41.2	0.24	16.5	85.1	0.09
—	—	—	—	—	7.0	7.2	85.4	7.0	0	67.6	6.27	12.3	9.9	—
0.1	0.4	0.0	89.1	10.4										
0.1 **0.01**	0.1 **0.14**	0.0	92.7 **87.98**	7.1 N_2 **11.69** A **0.18**										
0.1 **0.16**	0.6 **18.98**	0.0	86.5 **1.16**	12.8 N_2 **78.65** A **0.97**										
0.4	0.5	0.0	91.5	7.6	—	8.1	203	3.5	0	147	—	—	840	—
0.4	0.4	0.1	89.7	9.4										
—	—	—	—	—	9.1	9.1	122	0.0	40.8	119	0.51	15.7	7.2	
0.72	**21.40**	**0.0**	**2.25**	N_2 **74.55** A **1.08**										
0.2	0.4	0.0	91.6	7.9	8.1	8.2	24.4	2.6	0.0	20.2	0.40	13.3	4,100	0.13
0.2	0.3	0.0	92.5	6.7	7.3	7.3+	56.1	11.4	0.0	51.9	0.27	14.0	4,820	
0.1	0.5	0.1	97.0	2.3	(8.3)	(—)	(2.4)	(0.0)	(4.8)	(5.2)	—	—	(11.2)	
													19,460	

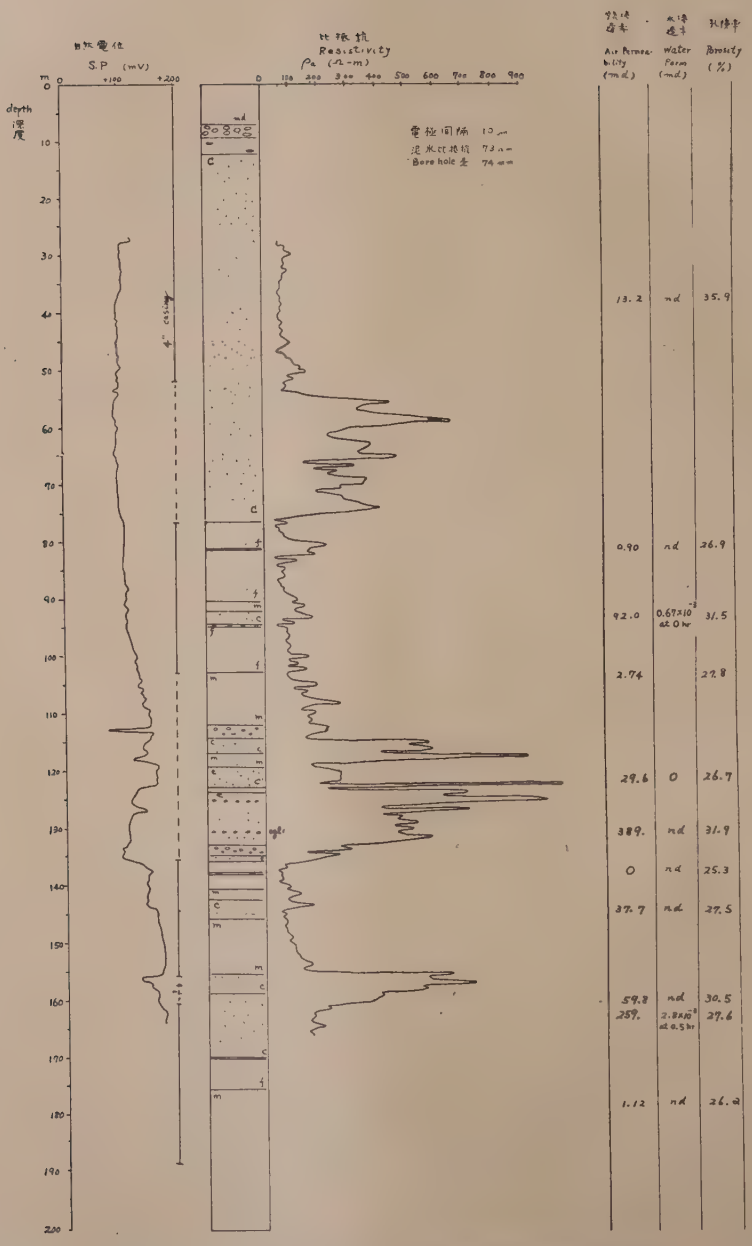
第1表 常磐炭田北部地区の地下水

Loc. No	Fe^{3+} (mg/l)	Fe^{t} (mg/l)	NO_2^- (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	$KMnO_4$ cons. (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Br^- (mg/l)	I^- (mg/l)	HBO_2 (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	$(Ca^{2+}/Cl^-)\times10^{-2}$
1	0.00	4.72	0.000	0.48										
2			0.000	0.37	17.9	5.2	3.5	539	21.5	1.8	0.2	8.8	119.3	1.0
3	0.49	0.80	0.000	0.31	24.7	16.1	7.4	546	23.2	3.3	0.5	9.6	88.9	1.6
4	—	—			—	—	—	—	—	—	—	—		—
5	—	—	—		15.1	—	—	432	20.6	—	—	19.7	109.5	—
6														
好間-1	—	0.91	0.000	0.15	19.6	59.5	2.4	446	9.9	2.1	0.3	15.8	583.6	17.4
〃 -2	0.03	0.17	0.000	0.45	26.2	72.0	3.5	540	12.5	4.2	0.8	21.0	433.8	10.7
〃 -3	0.13	0.22	0.000	0.39	20.0	11.0	tr.	172	2.6	1.5	tr.	4.4	214.8	12.9
〃 4	—	0.71	0.000	0.15	15.3	46.9	4.6	105	2.9	1.0	tr.	tr.	279.0	470.0
7														
8														
9														
10														
勿来R-1	—	—	0.000	0.10	29.0	57.3	3.9	538	10.5	6.0	1.0	21.7	tr.	6.9
〃 R-2														
長倉-1			0.00n	0.48	15.8	2.2	tr.	105	2.4	0.8	tr.	tr.	52.7	31.0
〃 -2														
〃 -3														
〃 -4														
〃 -5					6.3	20.0	2.2	101	2.2	1.1	0.1	tr.	133.3	—
磐崎-1	0.09	0.22	0.000	1.05	50.0	362.0	9.6	2,270	40.5	20.2	4.0	33.0	7.0	8.8
〃 -2														
〃 -3		0.57	0.000	0.55	41.0	651.0	36.8	2,290	51.0	19.2	3.2	35.1	tr.	13.5
11			(0.000)	(0.46)	(5.4)	5.0	(tr.)	11	(0.3)	(0.9)	(tr.)	(tr.)	(8.0)	(4.6
						420.0	1,310	10,730	390.0	67.0	0.05	19.0		2.16

炭田ガス研究調査一覧表

組成							摘要
Ca^{2+}/Mg^{2+}	$(Mg^{2+}/Cl^-)\times10^{-3}$	Na^+/Cl^-	$K^+/Cl^-\times10^{-2}$	$(Br^-/Cl^-)\times10^{-3}$	$(I^-/Cl^-)\times10^{-3}$	H_2S	
						(−)	出水層は 155m 前後　亀ノ尾層中の割れ目からの湧水　昭 27 鑿井孔口に水酸化鉄沈殿あり
1.5	7.0	1.07	4.3	3.6	0.4	(−)	出水層は水野谷層　470m 以浅の水
2.3	12.0	0.88	3.7	5.3	0.8	(+)	水野谷層からの湧水で　出水層深度は約 50m 430m 以浅で自噴し　塩気を感ずるというがそこは五安層中部までの層位である
—	—	—	—	—	—	(−)	孔口密閉圧 5.3 kg/cm² 425m 附近の凝灰層の割れ目からの噴出と考えられている　水位不明
—	—	0.85	4.1	—	—	(+)	遊離硫黄沈殿　微白濁
25.0	7.0	1.31	2.9	6.2	0.9	(卅)	石城夾炭層　本層直上の中へ細粒砂岩からの出水　初圧 5 kg/cm² 湯本断層
21.0	5.2	0.80	1.9	6.3	1.2	(卄)	本層直上の割れ目からの出水
—	—	2.00	3.0	18.0	—	(+)	上層直上の砂岩からの出水　圧力 3.05 kg/cm²
10.0	46.0	10.6	29.0	100.0	—	(−)	旧坑水　空気と充分に接触した水
							第三紀層に由来するガス徴候と判断される
							石城夾炭層割れ目から噴出　孔口密閉圧 1.4 kg/cm²
							白坂層の砂の夾みおよび割れ目から噴出
15.0	4.6	0.64	1.3	7.1	1.2	(−)	石城夾炭層上部のガスで　深度 90～170m のものと思われる　地下水はエアー・リフトで採取したもの
—	—	15.0	33.0	100.0	—	(−)	石城夾炭層　本層の 30m 上　割れ目からの出水　金気なし　若干空気と接触した水
							昭32. 1. 23　基磐を構成する角閃岩から噴出　坑道掘進ボーリング孔から 2,000 m³/day のガスが噴出　干渉計によると　$CO_2\fallingdotseq0$ %　$CH_4=60$～80% といわれる
							15 年前油の浸出のあつたところ
9.1	—	—	—	—	—	(−)	坑口海抜 63m
38.0	2.3	0.55	1.0	4.9	0.98	(−)	石城夾炭層 本層上約 200m の出水
						(−)	石城夾炭層 本層附近　圧力＝0 kg/cm²
17.7	7.6	0.48	1.1	4.0	0.67	(−)	石城夾炭層下層から 13m 下からの出水　本層直下
—	—	1.0	2.7	8.0	( )	(−)	ガスは 360m 附近の凝灰層の割れ目からでると推定　水の分析値はドレン水に対するものを示す　密閉孔口圧＝5.6 kg/cm²
0.32	673.0	0.55	2.0	3.9	0.003		塩分 19‰ とする
							遊離ガス組成中の左右は質量分析計による分析値を示す

昭和 32 年 2 月調査（質量分析計によるガス分析は技術部柴田賢による）



第 3 図　勿来 R-2 号井電気検層およびコアー試験図（電検測定　九里俶一）

c: coarse sandstone　m: medium sandstone　f: fine sandstone　cgl: conglomerate　md: mudstone

である。このうちリフトの分は空気混入のために利用せず，大気中に放出している。孔口密閉圧は 6 kg/cm² 以上と記録されている。ガスは高圧でボンベに充塡し販売されている。

エアーリフトで揚水した地下水試料の分析値をみると，Cl^-=840 mg/l, RpH=8.1 で HCO_3^- も約 200 mg/l ある。H_2S 臭は認められず，ガス質は CH_4 が 92%（vol.）前後を占める。地下水の性質は Cl^-, pH, NH_4^+ などから地層中の化石水的な性格が強くうかがわれる。

（勿来 R-2）窪田：昭和32年にさく井された常磐天然ガス株式会社の R-2 号井は，掘止深度 200.7 m で，R-1 号井の南に位置し熊道断層に近い。地下地質と坑井仕上げ状況は第3図に示されるように約 55 m までは浅貝層かも知れないが，以下は石城夾炭層からなつている。ストレーナーは図に示した3箇所にあり，189 m までセメント埋立がしてある。自然水位は地下約 30 m といわれ，調査当時はガスだけ少量自噴していたが，リフト用の径 1″ のインジェクションパイプ 150 m を 4″ ケーシング中に降下作業中であつた。ガスは約 90%（vol.）の CH_4 をもつている。坑口圧力は測定できなかつた。

（長-1）長倉5坑：海面下 102 m に位置し，上層直上の割れ目からの湧水であつて，試料は 2～3 cm 間空気と接触したものを採取した。水は Cl^- が少なく，アルカリ性である。溶存ガスも少なく，遊離ガスも存在しない。

（長-2）長倉5坑：基盤の閃緑岩が断層で本層と接しているところであり，ガスと水の湧出をみない。

（長-3）長倉5坑：岩石坑道掘進中に角閃岩の割れ目から，推定圧力 20 psi で CH_4 60～80%（vol.）のガスが噴出し，その量は約 2,000 m³/day に達したといわれる。こゝは方解石脈の多いところであるが，調査当時採取したガスには CO_2 が多く含まれていた。

（長-4）長倉5坑：角閃岩の隆起のため本層が尖滅するところであつて，約15年前に原油の浸出をみたというが，現在は油臭も感じない。

（長-5）長倉5坑：海面下 34 m にある石城夾炭層上部の砂岩割れ目からの湧水で，やゝ甘く，無色透明であるが，水酸化鉄の沈殿があり，ガスを伴なわない。

（磐-1）磐崎坑：−605.8 m における本層上約 10 m に対する水抜きボーリングで，H_2S がなく，Cl^- は 4,100 mg/l に達し，pH は 8.1，水量数 m³/day に対しガス量 10 m³/day 以上を産する。水は地層の割れ目からでているが，dis. O_2=0.4 cc/l, dis. N_2 etc.=13.3 cc/l で溶存ガスは少ない。さらに SO_4^{2-} がきわめて少なく，HCO_3^- が 24 mg/l しかなく，NH_4^+ > 1 mg/l は特徴的である。一方 Ca^{2+} はやゝ多い。現在圧力は無い。

（磐-2）磐崎坑：本層（3番層）と4番層間の旧坑で H_2S は無く，圧力もない。

（磐-3）磐崎坑：立坑試錐で，−607 m にある。水量約 5 m³/day，圧力は 1 kg/cm² 位と思われ，ガス量約 200 m³/day あつて多い。本層直下からでる水で Cl^- は 4,820 mg/l に達している反面 HCO_3^- は 56 mg/l で少なく，H_2S は無い。SO_4^{2-} の少ないことと Ca^{2+} の多い特徴があり，pH 7.3 もこの辺の地下水としては酸性の方である。ガスを産しながら dis. N_2 etc. は 14 cc/l で少ない。

（11）田部：昭和31年8月に完成した探炭試錐で深度は 613 m である。こゝは断層の多い地帯にあたつていて，その地下地質は 0～36 m 五安層，180 m まで白坂層，240 m まで浅貝層，以下石城夾炭層となつていて，293～365 m の亀裂で逸水後ガスの猛噴が起つている。3″ ケーシングを 416 m まで降下し，ストレーナーは 293～365 m の間にある。水位はケーシング降下前で −310 m，調査時の孔口密閉圧は 5.8 kg/cm²，開放ガス噴出量は約 18,000 m³/day となつている。また約 6 km 離れた日本水素小名浜工場まで結ばれた 4″ パイプによつて孔口圧力 0.6 kg/cm² で，約 10,000 m³/day のガスを自噴力だけで輸送されていた。

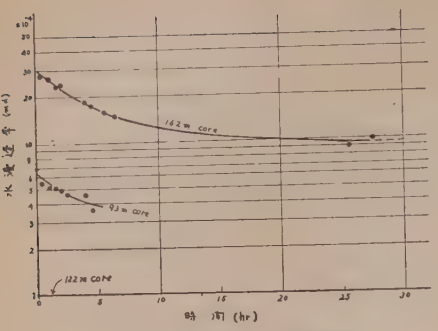
孔口ガスには僅かに水分が含まれ，水抜きタンクから抜いて採水した試料に対する分析値が，第1表に示すものであつて，蒸溜水に近い（たゞし pH=8.3）きれいな水質を示していて，石城夾炭層の地下水とは性質を異にする。孔口ガスには CH_4 が 97%（vol.）程度含まれる。

4.3 岩石の物理的性質

勿来 R-2 号井についての電気検層が，九里尚一（東北大学）によつて実施されているが，その結果は第3図に示す通りである。この図では，地層の比抵抗値にかなり大きな差のあることがわかり，とくに 80 m 以浅の粗粒砂岩とされたもののうちにおける差が注目される。

勿来 R-2 号井のコアーについて測定された孔隙率および浸透率の値は，第3図右側に示した通りである。空気浸透率は最大 260 ミリダルシー（md）を示し，比較的良くガス体を通すが，水道水を使用して測定された水浸透率はいずれも 10^{-3} md 級の小さな値を示すにすぎない。孔隙率はいずれも 25% を超え，最大 34% に達しており，140 m 附近の粘土岩にあつても孔隙率は 25.3% ある。

93 m, 122 m, 162 m のコアーに対する水浸透率は第4図のような時間的変化をなし，粘土鉱物の膨脹（swelling）が認められる。孔隙率と浸透率との間にはみるべき相関関係はないが，空気浸透率と水浸透率とは正相関を示している。



第4図 勿来 R-2 号井コアーの水浸透率

5. 論 議

5.1 炭田ガスの産状

ガスと水とが一緒に産出する測定としては，勿来 R-1 磐崎-1，磐崎-3 があるが，いずれにしてもガスと水との比率は水溶性ガス鉱床におけるものに比較して非常に大きい。この3測点における地下水は，後述するように水質的にはいずれも connate water が多いと推定されるが，勿来 R-1 は水溶性ガス鉱床における附随水的な性質を最も強く示している。

Loc. No. 11（田部）のガス井では少量の水がドレンから得られるが，これはすでに述べたように質的には蒸溜水に近似なものである。したがつて，ガスは田部においてはいわゆる遊離ガスとして孔口から産出するものと認められる。このほか，遊離ガスだけがみられる測点には，Loc. No. 4（横山），7（中塩），8（中塩），9（中塩）などがある。

遊離ガスを伴なわずに水だけを自噴する測点としては，Loc. No. 1，2，3，5，好-2，好-3，好-4，長-1 などがある。このうちの 1～3 は亀ノ尾層および水野谷層から湧出するもので，水質的にも石城夾炭層のものとは異なつているようにみうけられる。

5.2 ガス礦の圧力

勿来 R-1 号井の自然水位は －60 m 前後であり，坑口密閉圧力は 6 kg/cm² を超える。地下水の水頭に関して，常磐炭礦株式会社の資料のうちで，1913 年開坑の内郷坑における当初の静水頭は，地表面と同じであつたと記録されているものがあり，やはりそこにおける含水層の圧力が，静水圧対応であつたことが示されている。さらに 1900 年初頭には湯本温泉水の自然湧出が認められていたが[6]，以後採炭に伴なう排水の進展によつて温泉水位の低下が急激に起つたといわれる。

現在温泉湧出の多い磐崎・湯本・内郷・好間の各坑においては，やはり静水圧相当の圧力がかゝつていたものと思われる（文献 6 の第5図参照）。

Loc. No. 1，2，3 ではいずれも強い圧力で地下水の自噴がみられる。

以上述べたところは，圧力の高いガス礦および水層の例であるが，一方圧力の低いガス礦の例としては，Loc. No. 4（横山），9（中塩），11（田部）らがこれに相当すると思われる。田部の採ガス井はじめ各産ガス井についての水位測定や，孔口密閉圧，ガス礦圧の測定資料などが欠けてはいるが，一応過去の資料と現在の産ガス状況から，上述のように推定して大過ないものと思われる。

これらの資料を総合すると，勿来 R-1 号井を除けば，静水圧を示す水層は湯長谷層群に属するものに多く，石城夾炭層の産ガス層は圧力が低いことになる。

勿来 R-1 号井の例などから考えても，常磐炭田中のあるガス礦は，現在も相当の圧力を保有するものと思われ，白水層群中の低圧のガス礦が，もともと圧力が低いのか，採炭に伴なう排水のための水位低下から圧力低下を来したかは，速断できないことがらのように思われる。

これは，常磐炭田のガスのあり方を決める大切な点であるから，流体に対して採炭の影響が及ばないいわゆる処女地域に対する試錐によつて確かめる必要があろう。

5.3 岩相などと流体の移動

第3図に示した勿来 R-2 号井のコアー試験の結果によれば，乾燥した石城夾炭層の砂岩は充分にガスを通すことのできる空気浸透率をもつている。しかし，水道水に対する水浸透率は 10^{-3}md 程度であるので，天水などに対して，この岩石はきわめて不透性である。このような岩石のなかも動く地下水は，天水と異なつたその地層と化学的によくバランスのとれたものであることが好ましい。ガス鉱床の成立が，長い地質時代を経て行なわれる場合に，石城夾炭層の砂岩程度の浸透率があれば，一応ガスの移動は可能であるが，水の存在下における多量の採ガスは不可能であろう。勿来 R-2 号井の産ガス資料はないが，一応この地質に対して，勿来 R-1 号井のものを対応させて考えれば，おもなガス礦はやはり地層の亀裂帯とすべきであろう。R-1 号井ではガス礦の圧力は相当高いと考えられるにもかゝわらず，現状における採ガス時のガス水比は 1,000 対 1 の桁である。このことは，勿来地区のガスが水溶性でなく，水とガスの坑口までの産出状態が水溶性に較べて不均衡であることを示す。換言すれば，水に対するガスの滑り現象があり，水とガスの相対浸透率の点から考慮すべき問題である。

採ガス面からみると，含水状態の石城夾炭層はやゝ不完全な帽岩となりうることを示している。

5.4 ガス質

採取条件のきわめて良好であつたと思われるガス試料

第 2 表　ガス分析値 (1

Loc. No	場所	CO_2	A	O_2	CH_4	C_2H_6	N_2	C_2H_6/CH_4	備考
11	田部試錐孔	0.02	0.07	0.02	94.62	0.09	5.18	1/1000	C_3=tr.
4	小山（横山）試錐孔	0.02	0.06	0.02	94.98	0.15	4.77	1/640	C_3=0
勿来R-1	勿来市窪田	0.02	0.05	0.09	94.92	0.07	4.85	1/1360	C_3=tr.
	熊道試錐孔	0.22	0.06	0.03	94.85	0.14	4.70	1/680	C_3=tr.
	藤原立坑脇試錐孔	1.00	0.30	3.44	71.85	0.06	23.91	1/1100	C_3=0
9	平市中温試錐孔	0.06	0.65	11.51	38.48	0	51.26		
	磐崎坑	5.65	0.34	0.07	65.79	0.11	28.04	1/600	C_3=tr.　払跡ガス
	磐崎坑	7.52	0.82	0.06	21.70	0.05	69.85	1/430	C_3=0　払跡ガス

昭和31年秋調査（質量分析計による荒木功教授（東大）の分析，江口らの資料）（単位：vol. %）

第 3 表　ガス分析値 (2)

Loc. No	場所	CO_2	CO	O_2	CnHm	CH_4	N_2
8	中塩ガス徴	0.2	0.2	0.6	0.6	90.7	7.7
	湯本新滝旅館	1.3	0	0.4	0	54.6	43.7
	下倉持ガス徴	0.3	0.4	0.3	0.1	94.8	4.1
11	田部試錐孔	0.1	0.5	0.4	0.2	90.7	8.6
4	小山（横山）試錐孔						
10	平窪（古館）ガス徴	0.5	0.5	0.8	0.2	87.5	10.5
	勿来市窪田水田ガス徴	0.2	0.5	0.2	0.2	94.6	4.3
勿来R-1	勿来市窪田	0	0.6	0.6	0.4	93.9	4.5

昭和31年秋調査（オルザット氏法による東北大江口らの資料），（単位：vol. %）

に対する分析値（第1表）をみると，CH_4 は90%（vol.）を超え，最大97%に達するが，一方 CO_2 はきわめて少なく，0.0～0.4%である．CnHm は飽和臭素液に吸収させて求めた値で，いわゆる不飽和炭化水素類といわれるものであつて，磐崎坑や田部のガスに0.3～0.5%認められる。

質量分析計によるガス分析値は O_2，A などに対して少々分析誤差が大きかつたが，空気混入の少ない試料ではAがきわめて少ない。

第2，3表は文献4）によるガス分析表である．この分析表を通じて明らかなことは，CO_2 の多いものはいずれも払跡のガスであつて，坑内における CO_2 の生成→放出が確認できる．したがつて常磐炭田のガスは本来は CO_2<0.2%，CH_4>90%，N_2<5%の組成をもつていると推定される．なお空気混入のない場合のAは0.05%前後で，A/N_2 は空気の値よりはるかに小さく，ガスの大気への逸出に伴うAの減少と解することができる．C_2H_6 と C_3 とはほとんどの試料に存在が認められている．C_2H_6/CH_4 は大略 1/500～1/1,500 であるが，C_2H_6 の成因については石炭から，または瀝青質頁岩からのものと判断できるが，いずれとも決める方法がない．従来，油田ガスには C_2 以上のいわゆる飽和の重炭化水素類が存在するといわれてきたが，現世堆積物からの発生ガス中にも C_2H_6 が存在するとの報告もあり，また石炭乾溜の際にもこれらが発生するのであるから，一概にそのように言いきることはきわめて危険である．この点については将来の研究にまつところである。

なお，炭田ガス中の CO に関しては，保安面からよく坑内ガスについて研究されているが，今回は定量していない。また H_2 の存在についてもいろいろと問題はあるがこれも確認されていない．この後最近のガスクロマト法による炭田ガスの研究によつて，H_2 の存在だけは確認されている（註1）。

5.5　炭田ガス鉱床における地下水

地下水水質の著しい特徴は，Loc. No. 1, 2, 3 の湯長谷層群の被圧地下水が，HCO_3^- を 140～410 mg/l とやゝ多くもつていて，ガスの産状と HCO_3^- との関係が水溶性鉱床と逆になるらしいことである．地下水の pH は一般にアルカリ性で，最高 9.8 まで観測される．NH_4^+ はきわめて少ない。Cl^- は磐崎坑で 4,820 mg/l が観測されたが，おそらくこの水は化石水的なものと思われ，地

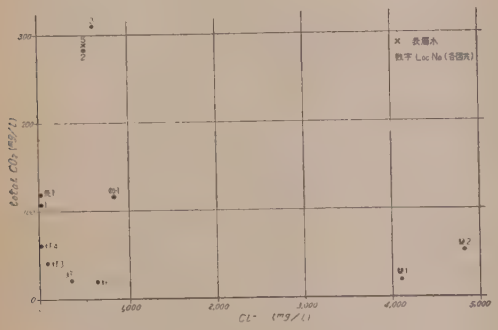
註 1）地質調査所資料，1958

層の堆積環境からしても化石海水の変化したものとして良いと思われる。Loc. No. 1 は深度的に磐-1～磐-3 (磐崎坑坑内) の上方にあり，この両者を比較すると上層位の水に Cl^- が少なく，酸性て，NH_4^+ も少ない。

$KMnO_4$ cons. は磐崎坑に最大であり，Br^-/Cl^- は海水よりもやゝ大きく，I^-/Cl^- は海水よりもはるかに大きい。下位の地層では Ca^{2+}/Cl^- は海水より大分大きな値を示すが Na^+/Cl^- は大差ない。B は海水よりも大分濃縮されている。Loc. No. 好-4 は坑内へ天水が浸入した場合の水質の1例である。

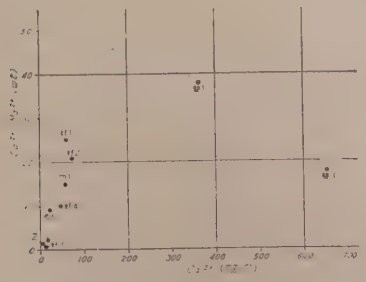
以下に水溶性ガス鉱床との比較を念頭において地下水中の化学成分間の関係の数例を説明する。

Cl^- と total CO_2 第5図によれば，同一 Cl^- 量に対しては，先に説明したように湯長谷層群の水が CO_2 を多く含むことがわかり，石城夾炭層の水ではとくに両成分間に相関がない。



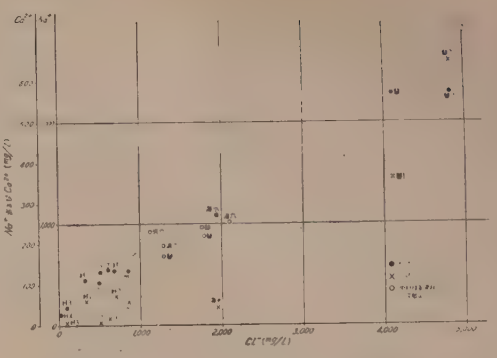
第5図 Cl^- と total CO_2 との関係

Ca^{2+} と Ca^{2+}/Mg^{2+} 第6図のように，この地域の水には両者の間に相関はなさそうであるが，$Ca^{2+} > Mg^{2+}$ の関係は著しい特徴であろう。



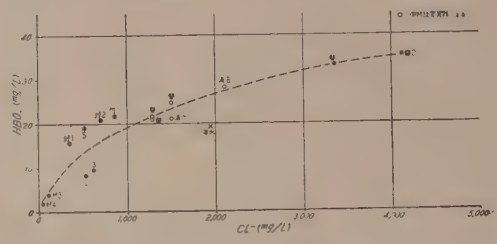
第6図 Ca^{2+} と Ca^{2+}/Mg^{2+} (wt) との関係

Cl^- と Ca^{2+} および Na^+ 第7図のように，比較的きれいな相関がみられる。Na^+/Cl^- は海水の値と大差なく，Ca^{2+}/Cl^- は海水の数倍の値を示していることがわかる。



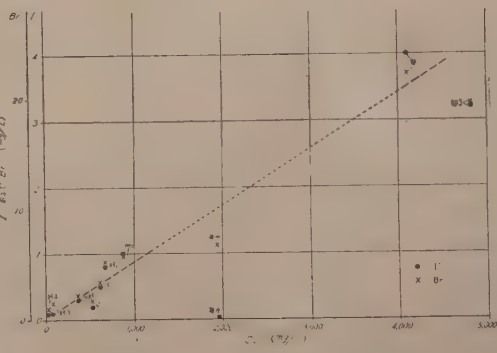
第7図 Cl^- と Ca^{2+} および Na^+ との関係

Cl^- と HBO_2 第8図のような関係にあつて，海水の HBO_2/Cl^- より約20％Bが多い。



第8図 Cl^- と HBO_2 との関係

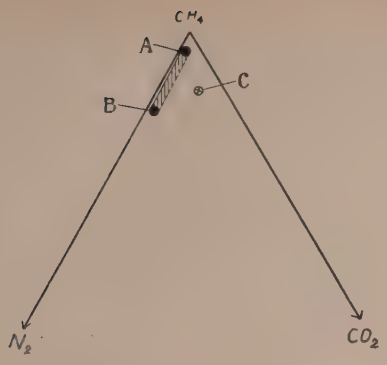
Cl^- と I^- および Br^- 第9図のような相関があつて，I^-/Cl^- は海水より大分大きいことがわかるが，Br^-/Cl^- は海水の値の約1.5倍程度を示している。



第9図 Cl^- と I^- および Br^- との関係

5.6 地下水およびガスの総括

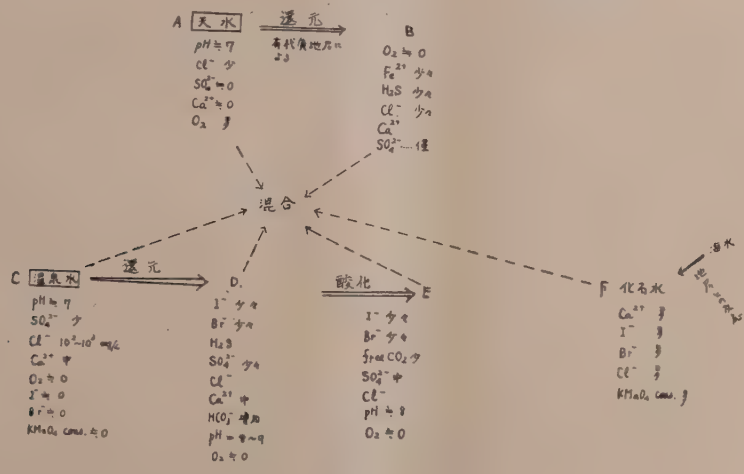
この地区の天然ガスの組成は，本来第10図のAに示されるような，$CH_4 \fallingdotseq 100\%$，$C_2 \fallingdotseq tr.$，$N_2 \fallingdotseq 0$，$CO_2 \fallingdotseq 0$ の組成を示すものと思われる。現場から得られたガスにBのように N_2 に富んだものがあるのは，Aのガスに空気が混入してさらに O_2 が主として有機質岩石に消費されたためと思われる。C点のように CO_2 と N_2 が混入



第 10 図　ガス組成変化の説明図

するガスは，Aのガスに空気が加わり，酸素が消費され，酸化または醗酵による CO_2 と CH_4 が加わつたものと理解できる。一方解石脈から $CaCO_3 \rightarrow CaO + CO_2$ による CO_2 ガスの供給は一応考えなくても良いと思われる（長倉5坑基盤岩中のガス分析値参照）。

文献 4，6 などと，この度の測定結果から，この地区における水系を第11図のように一応区分けしてみた。



第 11 図　地下水系統の区分け

根幹となる水を一応，天水・温泉水・化石水と分け，それらの水が岩石と反応して酸化・還元などを繰り返しているうちに成分を徐々に変え，さらにそれらがお互に混合し合うものと考えられよう。たゞこゝに若干の疑問を残すのは温泉水の成分であつて，高温の水が必ずしも成分的にその温泉を代表すると考えるのは危険であつて，ガスと関係の深い化石水が温泉水に相当混入していると思われる。なお常磐炭鉱における排水量は約 100 m³/min で，このうち 4/5 は温泉水であり，天水は 1/5 の少量であると発表されている。

ガスは図中のFの化石水のあり方とは密接に関係があり，さらに温泉水と天水とによつて下および上から挟みうちされる状態にあり，これらの水の存在とガスはマイナスの意味で相関連する。

6. 結　論

常磐炭田北部地区を実験フィールドとして，炭田ガスの調査に際しての問題を研究してみた結果，次のいくつかのことが判明した。

1) 炭田ガスはほとんど CH_4 からなるガスである。

2) 地下水は一応化石水・温泉水・天水浸入水に大きく区分けできそうであるが，このうちガスと直接関係深いのは化石水である。

3) ガス礁の圧力には相当な高圧を示すものもある。

4) 産ガス量の多い場合には，遊離ガスが重要部分を占める。

5) 地下における遊離ガスは，初生的にあつたのか，採炭に伴なつてできたのか不明である。この点岩石中の液体飽和率の研究が望まれる。

6) ガス中にはほとんど C_2H_6 と C_3 が混入しているが，その成因は不明である。

7) 石城夾炭層の砂岩の空気浸透率は 1～数 100 md，水浸透率は $n \times 10^{-3}$ md であるので，採ガスは地層の割れ目，破砕帯等の二次孔隙を対象に考えるべきである。ただし，長時間にわたるガスの集積移動現象は別である。

8) 総じて湯長谷層群に被圧地下水が多い。

今後さらに調査をすゝめるべき点としては次の事項が考えられる。

1) 産ガス井のガス産出状況の長期観測。

2 ガス礦の圧力とガス礦の流体の飽和率。

3) ガス鉱床成立のための大きな地質構造と小さな構造の果す役割の研究。

4) 地表における微量炭化水素の分布とガス鉱床との関係。

昭和 31 年 2 月調査)

文 献

1) 荒木春視： 炭田ガスの諸問題, 資源, No. 63, 1958

2) 荒川 透： 常磐炭田に於ける天然瓦斯について, 東部炭鉱技術, No. 20, 1956

3 地質調査所： 日本炭田図 I, 常磐炭田地質図ならびに同説明書, 1957

4) 江口元起外 9 名： 常磐地区天然ガス調査報告, 昭和 31 年度東北地方天然ガス利用開発調査報告書, 石油技術協会, 1957

5) 牧野登喜男・品田芳二郎： 北茨城市北東部炭田ガス概査報告, 茨城県地下資源調査報告書, No. 5, 1955

6) 中村久由・安藤武： 常磐炭田坑内温泉水について, 地質調査所月報, Vol. 4, No. 6, 1953

550.82 : 553.981 (521.29)

千葉県横芝 R-1 号井の試掘結果について*

石和田 靖章**

Report on the Exploratory Drilling, Yokoshiba R-1, Chiba Prefecture

by

Yasufumi Ishiwada

Abstract

Yokoshiba R-1 is an exploratory drilling for the natural gas reservoir of dissolved-in-water type in the upper Pliocene marine formations extending widely in the south Kantō district.

The aim of the present drilling is to obtain a criterion of local correlation and to ascertain the stratigraphic position and productivity of pay reservoirs, so that as shown in Fig. 1, the well is placed just in the middle of the earlier two wildcats, i. e. Tōgane R-1 and Iioka R-1.

An example of subsurface correlation along the Kujūkuri-hama coastal plain is shown in Figs. 3 and 4. According to such correlation, the producing units tested (Fig. 2) may be assigned to the middle of the Kiwada formation. The groups of alternation of the Umegase and Otadai, which are important pays within the Mobara gas field, completely dissimulate (Fig. 4).

The results of production test is summarized as follows :

1. whole depth of drilling—852.70 m
2. producing units—loose fine sand groups of which depth ranges from 622 m to 850 m
3. gas-water ratio—1.77 (this observed value coincides approximately with calculated solubility of methane)
4. average initial water production—1,000 to 1,040 kl/day
5. estimated productivity index of water—ca. 500 kl/day/KSC
6. composition of produced gas—

CH_4	CO_2	O_2	N_2	A	
94.42	2.89	0.39	2.26	0.04	(vol. %)

7. character of the associated water

pH	HCO_3^-	free CO_2	Cl^-	I^-	Br^-	NH_4^+	Ca^{2+}
7.5	1,397	57.2	19,000	90.5	68.2	34	194

Mg^{2+}	K^+	Na^+	$KMnO_4$ cons.	
550	340	10,600	216	(mg/l)

water temperature 25.8°C

The reservoir performance at least in earlier development stage is anticipated as water drive, so that there is a need of more extensions before the future industrial exploitation, considering the records of the present exploratory drilling.

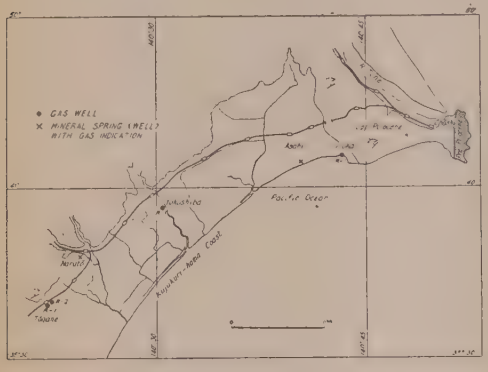
要　　旨

横芝 R-1 号井は，千葉県九十九里浜沿岸平野の中部地域に位置し，すでに掘さくされた飯岡 R-1，東金 R-1 の両試掘井のほゞ中間にある。本坑井は，南関東水溶型ガス鉱床に対する試掘井であるが，既存の知識から，当地区の上部鮮新統の gas potentiality は充分期待されていたのであつて，それゆえその試掘目的は地下地質の対比，可採ガス層の確認と，その産ガス能力を知ることに要約される。試掘の結果，主要可採ガス層は黄和田層に対比せられる層位，ないしはそれ以下に発達することが知られ，東金地区の主要可採ガス層である，大田代層中の厚砂層は消滅していることが判明した。初産ガス量は，最大 2,000 m^3/day 内外に達し，またガス水比は 1.77 前後であり，成功井に数えることができるが，本坑井の示す地下地質状況等は，将来九十九里浜中・北部で大規模な開発を行なうには，また多くの探鉱作業が先駆しなければならないことを教えている。

* 帝国石油KK．ボーリング依頼調査
発表：昭和33年5月
** 燃料部

1. 緒 言

横芝 R-1 号井は，1956 年 3 月に完掘した天然ガス試掘井であつて，千葉県山武郡横芝町栗山にあり，掘止深度は 852.70m を算する。本坑井は，昭和 30 年度の政府補助試掘井であつて，深度 172m から 804m の間に 21 点のコーアを採取した。現在九十九里沿岸の天然ガス開発は，南部の茂原～白里地域にその努力が集中されているが，いずれは中・北部に開発の手が延びるであろうことは，充分予想されることである。しかるにこの地域



第 1 図 位 置 図
Location map

は，従来，飯岡・東金における試掘記録が残されるのみであつて，地下地質，ガスの賦存状況については，未詳のことがあまりに多かつた。それゆえ本試掘井の記録は，これのみでこの地域の将来を律することはできなくても，なおきわめて重要であるということができる。以下に試掘記録，対比その他に関し最近のデータを加えて若干の考察を記述するが，この報告の公表を許可された鉱業権者ならびに掘さく者である株式会社富士ボーリングに深く敬意を表する次第である。また試ガスに関する観測記録を提供された，相生工業株式会社に深謝の意を表する。

2. 調 査 方 法

2.1 試掘の意義

本坑井の試掘対象は，上総層群，すなわち，“上部鮮新統”中に胚胎する塩素度相関型の水溶型天然ガス鉱床である。

茂原地区およびそれ以南にわたる地質，東金 R-1・飯岡 R-1 両試掘井の地質ならびに銚子半島の地質から総合判断し，上総層群は九十九里浜一帯において，南より北へ漸次収斂する傾向にあることはほぼ確実であり，また比較的浅所より gas potentiality を充分有するであろうことは，諸坑井のデータから予期されることである。したがつて，坑口層位は笠森層上部であつても，予定深度 850m をもつてかなり下位の地層，すなわち大田代層ないし黄和田層に対比される層位に到達しうるものと予想され，それゆえこの試掘において最も重要な問題は，可採ガス層の層位的分布状況およびその性状を知ることである。

本坑井は飯岡・東金両地区の中間に位置するが，両地区間の対比が困難であつたこと，ならびに，たとえば東金 R-1 にみられた大田代層中部の厚砂層が茂原地区以南に存在しないというように，九十九里沿岸地域では岩相の変化が著しいと予想されることから，九十九里浜北部の中央を掘する本坑井で岩相層序を確かめ，かつ広域にわたる対比の手掛りを得ることは，今後の探鉱作業に寄与するところが少なくない。

2.2 調 査 方 法

試掘位置は，広い沖積平野中にあり，北方約 2.5km の丘陵縁に，笠森層最上部（金剛地層の同時異相部と考えられる）が僅かに露出しているにすぎないため，地表調査はほとんど行なわず，コーア調査および試ガス中の観測を主とし，これらの結果を他坑井のデータと総合検討することとした。コーア調査は conventional な方法に従つているゆえ，こゝには方法を詳述しない[2]。調査・測定の項目は，

密封コーア
- 含 水 比
- 見掛比重
- 間隙水の Cl^-
- 水抽出液の NH_4^+
- KCl 10% sol. 抽出液の NH_4^+

風乾コーア
- 有孔虫化石
- 全窒素・有機炭素

全窒素・有機炭素の測定は，基礎研究のデータ収集を目的とし，別に実用上の価値に基づいたわけではない。なお分析結果は一括して第 1 表に表示した。

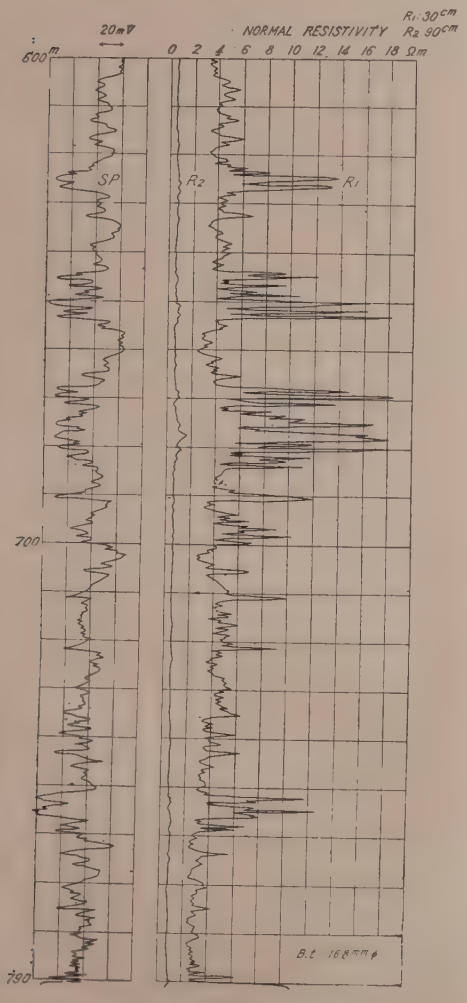
3. ガス賦存状況

沖積層は 25m 内外の厚さを有し，以下は上総層群が坑底まで分布する。上総層群は深度 100m 前後まで軟弱泥質砂層によつて構成され，笠森層に属するが，掘進中のガス徴はこの部分からすでに少なからず認められている。

間隙水塩素度に相関する水溶型ガス鉱床ゆえ，間隙水の Cl^- に着目してみると，深度 170m 余で採取された最初のコーアについても，Cl^- は 10g/l を超え，深度 200m 附近では 19.15g/l に達している。コーア試験結果ではこれより以深に向かい Cl^- は減少しているが，電気検層および試ガス観測の結果から判断すると，これは

泥水の影響と思われ，200 m 以深はほとんど meteoric water の浸透を受けていない化石海水が分布しているとみなされる。すなわち，本坑井の近傍では，すでに深度 100m 余より以下，計算ガス水比に達するガス水比をもつて，間隙水中にガスが飽和しているものと推定される。

このようにきわめて浅所より含ガス層が発達するが，主要な可採ガス層は 622m 以下の砂層群である（第2図）。この砂層群は細粒砂を主とするものと思われる



第2図　主要採取ガス層（湖田塩門原図）
Pay of the well composed of fine sand groups

が，電気検層記録のある 622～790 m の間についてみると，砂層の有効層厚は 56.5 m 内外を算する。790～850m の間については，検層時埋没のため測定しえなかつたが，さく手記録から推測し，なお可採ガス層が発達しているものとみられる。後述するような九十九里浜沿岸の上部鮮新統に関する大局的地質状況からも，本坑井の深度 790 m 以下に可採ガス層の発達している可能性は充分にある。

本坑井は，622 m 以下の砂層をすべて採収対象として仕上げたが，この砂層は，掘進中コアー採取に成功せず，また試ガスに際して多量の坑内出砂をみた点より未凝固な軟弱細粒砂からなると思われる。従来行なわれた試掘井のコーア試験結果をみると，泥岩についての容量含水比は，(1) 400 m 前後の場合，飯岡（黄和田層ないしそれ以下の層位）52.2%〔380 m〕；横芝（梅ヶ瀬層上部の層位）52.3%〔380 m〕；東金（国本層最下部）49.5%〔400 m〕，(2) 670 m 前後の場合，横芝（黄和田層中部の層位）50.9%〔670 m〕；東金（黄和田層最上部）47.3%〔665 m〕というように，九十九里浜北半では比較的含水比が大きい。ちなみに東京ガス田芝浦地区の深度 670 m 附近は，層位的には本坑井の同深度附近と大差ないと思われるが，含水比は 42～43% であつて，著しく小さくなつている。これらの例から察せられるように，南関東の諸ガス田では，当地域は西方に比較して地層全体として consolidation の程度が低いと思われる。ガス層の膠結度が少ないのは，このような地層全体としての consolidation の程度が低いことに基づくものであろう。東京湾岸の諸ガス田では，一般に採収深度の増加に伴ない地層の膠結度が大となるため，ガス層の浸透率が低下して有効層厚増大の割には揚水量が増加しない。最近数 100 m を超える長孔明管が深掘井に多く用いられるようになつている原因はこゝにもあると思われる。したがつて，当地域のように地層の consolidation がそれほど進んでいない所は深層採収に若干有利であろうと推定される。

なお採収範囲の全有効層厚が不明なこと，および坑底圧の測定を欠くことと，坑内埋没のあつたらしいことから，本坑井の SPI はわからないが，後述する PI の推定値をもとに，かりに有効層厚を 80 m とするなら，SPI は 6 kl/day/KSC/m，60m とするなら 8 kl/day/KSC/m 程度という目安の値を得ることができる。

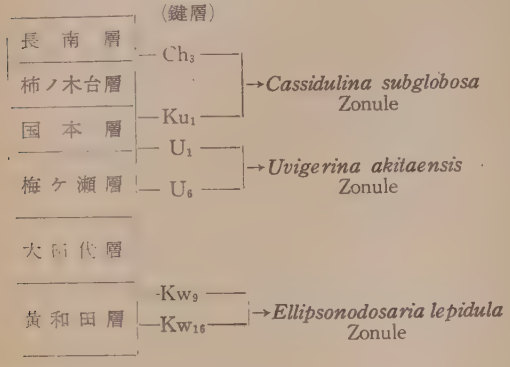
4. 地下地質

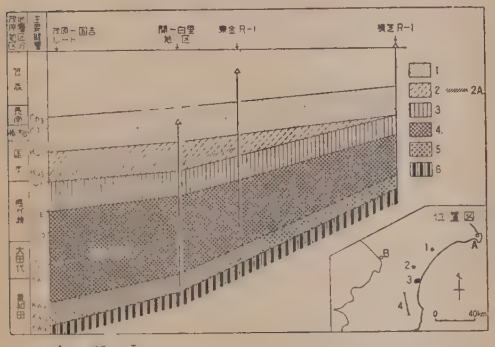
4.1 対比

九十九里浜沿岸南部の茂原――宮間およびさらに西方の大多喜までの間は，電気柱状図をもつて良く対比を行なうことができる。しかし茂原以北は岩相の変化が著しいため，遠距離間の対比は電気柱状図のみでは行なえない。幸い茂原――宮―大多喜の一帯は，詳しい地表地質調査と有孔虫化石調査がすでに行なわれており，有孔虫化石による対比の基礎が確立している。またこれとともに，茂原ガス田内の数坑井は，有孔虫化石調査の記録が残され，地表岩相層序―電気柱状図による標準層序―有

孔虫化石層序の関係も明確にされている。

長南層下部から黄和田層中部に至る間の対比上最も信頼しうる，かつ有効な化石帯は，次に示す通りである。





A：銚子
B：千葉
1 横芝 R-1
2 東金 R-1（最近6の Zonule まで掘さくした坑井がある‥‥R-2）
3 関～白里地区
4 茂原～国吉地表化石調査ルート

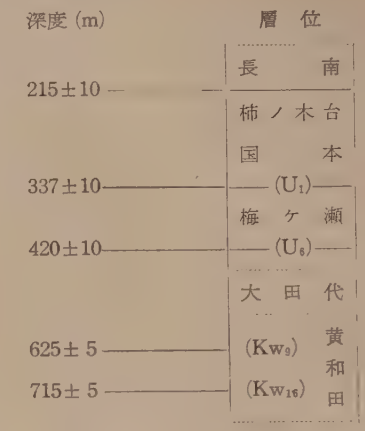
1. *Cassidulina subglobosa* Zonule
2. Lower Kokumoto Z.　2A. *Cassidulina asanoi* Z.
3. *Uvigerina akitaensis* Z.
4. *Bulimina aculeata-Bu. nipponica-Bolivnia robusta* Z.
5. *Ellipsonodosaria lepidula* Z.
6. *Bulimina nipponica* Z.

第3図　九十九里濱沿岸の有孔虫化石相

Foraminiferal biofacies under the coastal plain of Kujūkuri-hama

この関係は国吉地区より東金地区の間で validity が認められている。化石群集の内容が類似し，かつそれらの sequence が変わらないとき，化石帯に基づいて対比を進めるのは，応用面における常道となつているが，このようにして九十九里浜沿岸にある最近までの主要坑井間の対比を試みると第4図のようになる。なお第3図は biofacies として茂原地区地表化石層序と横芝 R-1 との間の層序断面を画いたものである。

このような対比の結果に基づくと，620～790m の砂層群はすべて黄和田層の層位に属する。また東金地区にみられた著しい厚砂層は姿を消している。坑井内の層位をおよそ推定すると，



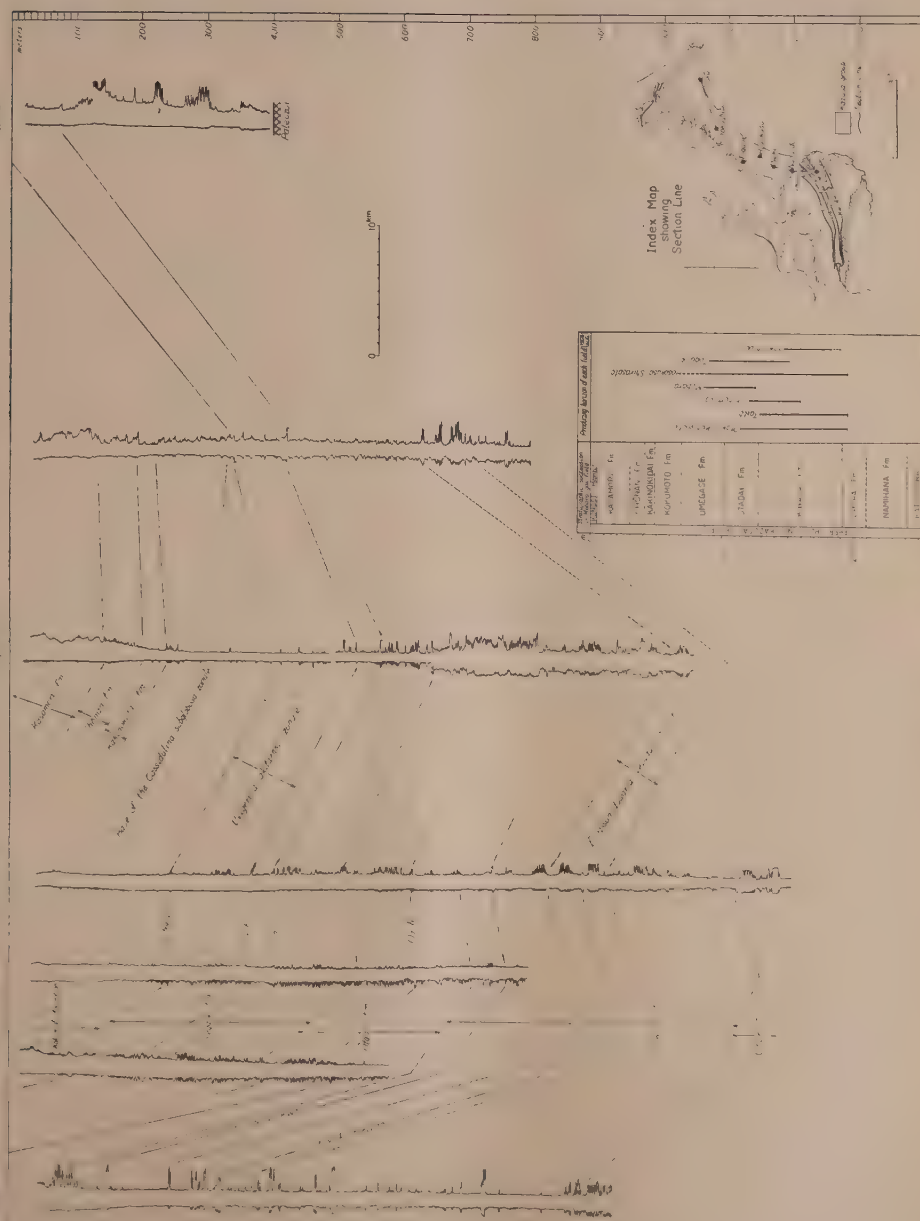
790m 以下坑底までは電気柱状図を欠いているが，さく手記録では，砂勝砂泥互層で上位と同様にされている。また第4図から察せられるように，坑底までの間に大原層の層位が現われている可能性もある。

第3図に示したように，本坑井では国本層下半の化石帯が欠けているか，またはきわめて薄化（20m>）している。これは，化石相，とくに国本層層位の部分が著しく変相したためか，国本層下半の地層を実際に欠いているのか，あるいは断層により欠除したのか明瞭ではない。しかし，現在の知識では断層の可能性は最も少なく，南関東の東半における各地の坑井データを通覧すると，国本層下半の層位が東北に向かい converge しつつ薄化したものではないかとの感じが強い。

4.2　岩相について

本坑井のコーア採収率は不良で65%以下である。採取コーアそのものは No. 1 および No. 2 のコーアがやゝ砂質の泥岩であるほか，すべて細粒の泥岩である。一方さく手記録では 25～97.5m が軟弱泥質砂層，以下 333m まで砂質泥岩，538m まで泥岩，538～615m は泥勝砂泥互層，以下坑底まで砂勝砂泥互層となつている。電気柱状図上から判断すると，136m 附近まで，および 152～194m の間は dirty sand のように思われる。194～622m の間は，電気柱状図上でおびただしい砂層らしきものがみられるが，泥質砂ないし細粒砂が泥岩中に介在しているものか否かはつきりしない。次の探掘において，岩相・岩質を明確にすることが望ましい。いずれにせよ，200m 以深で主要な可採ガス層は，622m 以下の砂層群であることに間違いはない。

すでに述べた通りこの砂層群は黄和田層の一部に対比される。東金地区のみに現出する大田代層中の厚砂層は，



第4図　九十九里沿岸断面図
Cross section along the Kujūkuri coast

本坑井にみられない。茂原ガス田の主要採収対象である梅ケ瀬・大田代両互層も，本坑井では消失していることは第4図にみられる通りである。

結局可採ガス層たるべき砂層は，九十九里浜南部より北に向かい長南・柿ノ木台・国本・梅ケ瀬・大田代の諸層位において，原則として上位より次第に消失し，九十九里浜中・北部では，黄和田層およびそれ以下の層位に可採ガス層が限られてくると推定される。東金地区の前記した厚砂層は，この傾向からすると例外的なものであり，おそらくは内陸地域に発達する砂層の tongue ではないかと予想される。

要するに，このような岩相の変移状況は，全体として上総層群が南より北に converge していても，九十九里浜の中部地区では可採ガス層の深度が，むしろ南部より大きくなる結果を招来しているのである。

4.3 地質構造

試掘井間の距離が大きいため，精細な地質構造を知ることはできない。しかし地表および地下地質から総合判断すれば，九十九里浜中部の上総層群は，きわめて緩慢に北西へ傾斜し，内陸地域に中軸を有する向斜構造の東南翼を構成しているとみることができる。

九十九里浜南部の茂原ガス田では，多数の断層が発達し，これがガスの産状に著しい影響を与え，他の水溶型ガス田の普通のガスの産状とは異なつた様相を呈せしめている。このような断層群が北方へどの程度続いているかは，今後の開発にさいし，大きな関心が払われるところであるが，現状では明確な予測が困難である。たゞ現在までの試・探掘井の試ガス状況から判断すると，少なくとも九十九里浜沿岸の中部以北では，通常の water drive 型の排出機構がほゞ確実に予想される。すなわち，ガスの産状に大きい影響を及ぼすような断層群の発達はないものと推定される。

5. 試ガス結果

坑井仕上げは 622m 以下の砂層群を対象に行なわれた。790m 以下は電気柱状図を欠くが，さく手記録および対比の結果を基に，すべて孔明管を挿入することとした。

掘止深度	852.70m
中間遮水セメント放出孔深度	610.30m
孔明管深度	623.80～850.00m
ケーシング	850.00m まで 6″ GP
孔明管孔径	スロット幅 3mm, 開口面積 3%
リフト管	2″ GP×138.75m

30 HP 電動機を使用してガス・リフトを行なつたが，注入ガス量はおよそ 2,200～3,500 m³/day, working pressure は 9.9 kg/cm² であつた。

坑井運転は6月12日夕から開始し，各種観測を行なつた後，7月20日に試験を終了した。

流量 ガスはオリフィス流量計，水は三角堰で測定した。コンプレッサー suction 側には，注入ガス量を加減するため 1～2 1/2″ 径の絞りが取付けてあるが，筆者の測定時では脈動を減少せしめるため1″の絞りを使用した。

ガス量	1,700 m³/day
水量	960 kl/day
ガス水比	1.77

（1956. 7. 5 測定）

相生工業 K. K. の観測値をみると，6月30日から7月9日に至る間の日産水量は，ほゞ 1,000～1,040 kl, 最高 1,180 kl となつている。

ガス組成 ガスは下記の組成を有するが，現場において顕著な H_2S 臭を有していた。経験から数 ppm 程度の H_2S を含むものと思われる。

CH_4	CO_2	O_2	N_2	A	
94.42	2.89	0.39	2.26	0.04	(vol.%)

分析：荒木蓼（東大工学部）

O_2 がやゝ多いのは，採取時の空気の混入によるものであろう。南関東諸ガス田の他地域の産出ガスに比較すると，CO_2 が僅かに多いこと，および H_2S のやゝ著しいことが特徴としてあげられる。H_2S は 0.5 ppm 以下の微量が茂原ガス田茂原地区で観測されているほか，東京ガス田江東地区西縁部の坑井註1) にみられるのみである。天然ガス中に存在する H_2S の地球化学的産状についてはいまのところ定見がない。なお質量分析値に H_2S が記されていないが，これはゴム管を用いてガスを採取し，かつゴム管を用いてたアンプルに，ガスを貯蔵したため H_2S が消失したことによる。

ガス附随水水質 ガス附随水はほとんど無色で，微緑色を帯びる。坑口測定水温は 25.8°C。なお，採取時にかなりの細粒砂を混じて吐出していた。

pH	HCO_3^-	free CO_2	Cl^-	I^-	Br^-	NH_4^+
7.5	1,397	57.2	19,000	90.5	68.2	34.2
Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	$KMnO_4$ cons.		
194	550	340	10,600	216		

単位：mg/l　分析：化学課

南関東の諸ガス田では，ガス附随水水質が東西方向に従つて漸変的に変化する。最も著しい現象は，Ca^{2+}/Mg^{2+} および I^-/Cl^- の値の分布にみられる。すなわちガス鉱床の周縁部を除き，一般に東部ほど前者は小さくなり

註 1) 江東天然瓦斯工業 K.K. Loc. M, 深度 500m, 江東砂層採収井 Cl^-=3,345 mg/l

第 1 表　コ ー ア 分 析 値

core No	Depth range (m)	Sp cific 註1) gravity	Water 註1) content (vol. %)	Cl^- (g/l)	Dilution ratio	NH_4^+–N 註2) KCl sol. extr. (mg/l)	total N (weight %)	Inorganic C (weight %)	Organic C (weight %)	註3) Org. C/res. N	Org. C/tot. N
1	172.41～175.47	**1.73**	**53.5**	12.58	4.88	630	0.108	1.09	0.73	9.13	6.77
2	200.72～203.77	1.70	51.7	19.15	4.95	754	0.128	0.73	1.09	11.6	8.52
4	255.64～258.64	1.75	54.9	17.15	4.82	695	0.102	0.88	0.73	11.1	7.15
6	349.45～352.45	1.76	**52.5**	16.31	4.97	555	0.101	0.68	0.74	9.61	7.33
7	376.19～379.19	1.76	53.4	13.80	4.96	618	0.110	1.06	0.86	10.2	7.83
8	404.40～407.40	**1.75**	**52.2**	13.46	5.02	1280	0.114	0.98	0.67	11.4	5.88
9	432.58～435.58	1.74	50.9	14.90	5.10	932	0.112	1.35	0.63	8.65	5.62
10	457.14～460.14	1.76	**51.9**	17.20	5.08	1290	0.133	1.37	0.94	12.0	7.06
11	487.64～490.60	**1.76**	51.7	17.31	5.09	1470	0.115	1.07	0.76	14.1	6.60
12	533.36～536.36	1.75	**51.5**	17.60	5.10	1470	0.132	1.32	1.09	15.4	8.26
14	588.07～591.07	1.77	51.2	14.42	5.17	914	0.112	0.87	0.71	9.45	6.34
16	636.64～639.64	**1.77**	**51.0**	14.65	5.18	—	0.121	0.87	0.73		6.03
17	667.35～670.35	1.78	50.9	15.02	5.20	1150	0.125	1.22	0.90	11.4	7.20
20	743.89～747.89	1.75	50.0	15.53	5.20	882	—	—	—	—	—
21	801.33～804.33	**1.80**	**50.0**	13.92	5.32	970	—	—	—	—	—

註 1) 太字はシール不完全のため行なつた計算補正値で実測値そのものでない。
2) weight %にした値は本文参照。weight %とは当面値を 110°C 乾燥岩石に対する重量百分率としたもの。total N, C の分析は東京都立大学理学部生谷研究室の杉村氏による。
3) res. N=total N−NH_4-N

第 2 表　主要有孔虫化石分布表

Distribution chart of significant benthonic foraminifera

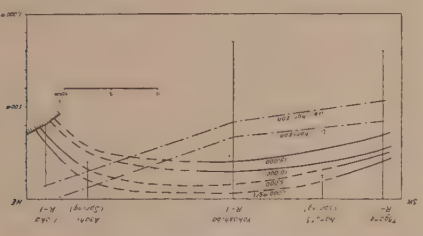
Species \ Depth range in meter	172.41~175.47	200.72~203.77	227.44~230.44	255.64~258.64	321.22~324.22	349.45~352.45	376.19~379.19	404.40~407.40	432.58~435.58	457.14~460.14	487.64~490.60	533.36~536.36	560.27~563.27	588.07~591.07	612.44~615.44	636.64~639.64	667.35~670.35	697.14~700.14	721.79~724.79	743.89~747.89	801.33~804.33
Bolivina robusta	·			/		×			◈	×	○	×	○	◈					·		
B. spissa															■				×		
B. subspinescens									/	/	/		·								·
Bolivinita quadrilatera	·		/	·			·		/			·		/		·			·		
Bulimina aculeata	×						○	×	×	○	◈	●	○	·		·			·		
B. nipponica								/	×	×	·	·	/	○	·	·	·		○	■	◈
Cassidulina islandica		/		·	×								/				·				
C. laevigata	·				·			·	·	·			/				·				
C. norcrossi																					×
C. subglobosa		●	/	■	■		·	·	·	·	×	·	/		·	×	·		×		
Cibicides aknerianus	×		/				·	/		·			·						·	·	
C. pseudoungerianus				·					·	·						·					○
Ellipsonodosaria lepidula							·		·	×	/	/	/	/		○	◈		/	/	/
E. oinomikadoi												·	/								·
Elphidium clavatum	·	/														×					
Eponides umbonatus	/		·																·		
Gyroidina orbicularis														/		·	/		/		
Loxostoma bradyi						/								/							
Nonion labradoricum	·	×			·											·					
N. pompilioides										/				·							
Pseudoeponides japonicus	◈		●										×								
Pullenia apertula						·											·				×
P. bulloides			/																		
P. salisburyi			/																		
Quinqueloculina spp.		·			·			·											×		
Uvigerina akitaensis+*U.* sp.		/			·	●	●	●		/	·	/	·	·	·	×	×		/	·	·

PF (*Ellipsonodosaria lepidula* dominates)

Relative abundance : ■ 100~80%, ● 80~60%, ◈ 60~40%, ○ 40~20%, × 20~10%, / 10~5%, · 5%>

(HCO_3^- の量と逆相関する)，後者は大多喜地区に最大値を示してその外方に小さくなる。本坑井の観測値は，これらの一般的傾向[5]に照合すると位置的によく適合するものである。その他の諸成分については，南関東諸ガス田に比較し特記すべき差異はない。

コーア試験結果および電気検層結果と総合判断すると，間隙水塩素度は 200 m 以深においてほとんど増加勾配がなく[註2]，ほゞ 19,000 mg/*l* 余で一定と思われる。現在のところ南関東水溶型ガス鉱床に属するガス田では，茂原ガス田日本天然瓦斯興業関地区，千葉市の深掘井(東京瓦斯 K.K. TR-2，800～1,300 m を採収層とする)に Cl^- が 20,000 mg/*l* を超えるものがあり，本坑井観測値はこれら最大値に及ばない。また採収深度が類似した坑井で，Cl^- が 19,000 mg/*l* ないしこれを超えるものも少なくない。しかしながら横芝地区を中心とする九十九里浜中部は，第5図および第6図に示すように，



第5図　間隙水の Cl^- 等量線図
Isopleth of Cl^- concentration of interstitial water

第6図　南関東水溶型ガス鉱床における間隙水 Cl^- 等量線（深度 600 m 面上）
Chloride isopleth in interstitial water of upper Pliocene formations on the horizontal section at the depth of 600 m

註 2) 帝生工業 K.K. 測定値では，産出時平均 Cl^- = 19,700 mg/*l*

最も浅所まで高鹹地層水が分布し，西方に向かい次第に浅所より低鹹水に置き換えられてくる。このような事実から，この地域は南関東水溶型ガス鉱床の陸地における中心部と考えてもさしつかえないであろう。

その他　本坑井は，試ガス終了後判明したところでは，出砂のため坑内埋没を引き起し，孔明管部分はほとんど埋没していたという。したがつて，流量，水頭回復試験等の結果がどの程度信頼しうるか判然としない点もあるが，一応水頭回復試験結果に触れておく。

水頭回復試験は，数回行なわれたが，いずれも似たような結果を得ている。リフト停止後約2時間で最深湛水面が観測され (ca. −30.5 m)，以後緩やかに上昇する。すなわち 4.5 時間で −28 m，10 時間で −24 m，20.5 時間で −22 m，193 時間後に −16 m となりほゞ静止湛水面とみなされる。水頭回復曲線から外挿推定すると，運転中の水位は −36 m 前後と思われる。したがつて，そのように仮定すれば，draw down は 2 kg/cm² 内外となるから，PI は 500 k*l*/day/KSC 前後となる。なおガス・リフトの kick off-pressure は 11.9 kg/cm² ゆえ，注入ゲージ圧力からも，この場合は同様の値が得られる。

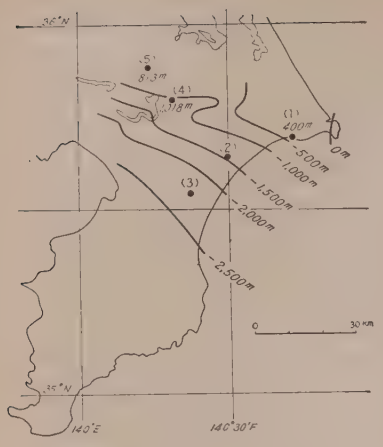
6. 今後の問題

この試掘は横芝地区の可採ガス層を確認し，その層位，おゝよその産出能力等を明らかにした。

しかしながら，今後の開発をこの試掘井1坑の記録にのみ基づいて計画することは不可能なのであつて，さらに多くの探鉱作業を必要とする。

すなわち，こんにちの段階では，まず可採ガス層の分布を層位的ならびに地理的拡がりについて探究することが最も大切である。今回確認したガス層は，黄和田層の層位に属する，いわば一群の砂層にすぎないが，第4図から察せられるように，さらに下位にもガス層の分布する可能性が強い。近年行なわれた地震探査の結果，こんにちでは九十九里浜沿岸の先第三系基盤岩類の地下構造がかなり明白になつている。当地区において上総層群の基底と先第三系との間に，下部鮮新統が介在するか否かは未詳であるが，先第三系は確実にガスの産出に無縁であるから，栗山川以北において次回最初に実施すべき探掘は，先第三系に逢着するまで掘さくすべきものと考える。第7図は基盤岩に逢着するまでの推定深度を示す。

九十九里浜中・北部は，開発にさいし少なくとも初期には完全に water drive 型の排出機構を予想すべきであると思われ，しかも岩相変化が著しいとみられるから，充分な探掘によりガス層およびその有効層厚の分布状態を確かめておくことが，将来の開発規模を推知するうえに重要である。このような extension については，梅ケ瀬



(1) 飯岡 R-1　(2) 横芝 R-1
(3) 東金 R-1, R-2　(4) 成田 R-1
(5) 新利根(竜ケ崎) R-1
数値は基盤の深度
(石油資源開発 K.K. および地質調査所の実施した重力探査・地震探査結果ならびに試掘井データから総合したもの)

第7図 先第三系基盤の推定地下構造図
Subsurface structure map of pre-Tertiary basement

層上半の層位を示す *Uvigerina akitaensis* Zonule および黄和田層中部の層位を示す *Ellipsonodosaria lepidula* Zonule は岩相変化にかゝわらず,対比にさいし最も良好な標識になるであろう。しかし,飯岡 R-1 および銚子半島基部に分布する上部鮮新統の有孔虫化石層序は,横芝より南西のそれと若干異なつているから,銚子半島に近接した探掘井については,対比にさいしあらかじめ注意を要する。

現在南関東で大きなフィールド生産量を示しているものは,茂原ガス田と東京ガス田とである。茂原ガス田は,坑井間隔 200 m 未満をもつて net work に坑井が展開され,また累計産出水量の増大に伴ないガス水比が高騰し,採収初期よりも平均産出ガス量が増大する特異の産状を示している。これは多数の断層により,フィールド周辺からの水の補給が抑制されるため,production rate の大きいとき depletion drive の排出機構が生じ,かつおそらくは断層からも高ガス水比の水が補給されるためではないかと推測される。一方東京ガス田では,坑井間隔平均 600 m 余をもつて net work に坑井が展開されたが,産出水量の減退が著しく,とくにフィールド中心部は滿水面低下のため採収を停止した坑井も現われている。これは採収ガス層(細粒砂を主とする)の浸透率があまり良好ではないこと,断層が多少存在すると推定されること,岩相変化が著しく,採収ガス層の発達が一様でないことなどに基づくものと思われる。九十九里浜中・北部地域は,本坑井を含めた試掘結果から判断すると,その開発にさいしては,東京ガス田におけると同様の現象が充分予想される。採収ガス層の発達状況を重視するのは,この理由からであり,また坑井配置,坑井径,採収方式等に関しても充分の留意が必要であろう。

本坑井は 3 mm 幅縦溝孔明管 (slotted liner) を使用したが,出砂がはなはだしかつた。全般の地質状況から判断し,九十九里浜中・北部の可採ガス層はいずれも非膠結性の細粒砂を主とするように判断されるから,今後坑井仕上げにさいして出砂対策に一考を要すると思われる。

なお本坑井の 622 m 以浅には,顕著な砂層を欠くが,長孔明管をもつて仕上げればある程度の水量を期待しうる可能性もある。次回の探掘において,この部分の岩相を充分検討する価値があると思われる。

〔付〕 コーア中の有機物について

ガス田で採取されたコーアの有機物分析の例は少ない。筆者の手もとにあるのは,下河原達哉の分析にかゝる茂原ガス田関東天然瓦斯開発 R-3, 半谷高久研究室で分析した新潟ガス田帝石新潟 R-61 の 2 例にすぎない。したがつて天然ガスまたはその鉱床の成因を研究するのにどのような貢献をなしうるかはまだ確としたものではないが,一つの素材としてこゝに記載しておく。なお本坑井のコーア分析は東京都立大学理学部の半谷高久研究室に依頼した。全窒素は通常のミクロ・キールダール法,有機炭素・全炭素は半谷氏の方法(湿式酸化法)[1]によつている。

新潟 R-61 の分析結果では,ほゞ次のような値が得られている。

organic C: 0.21~0.87 %。大部分は 0.6~0.8%。純海成層の灰爪層群では 0.4~0.5%で第四紀層の部分に比較し平均して低い値を示す。

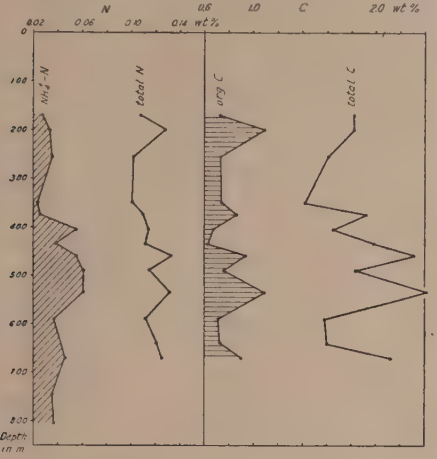
total N: 0.03~0.077%。大部分 0.042~0.058%で平均 0.047%位。灰爪層群中は 0.04~0.053%位であるが少数の異常に大きい値がある(灰爪層層位の化石の多い部分)。

茂原 R-3 の分析値はほゞ次の通りである。

organic C: 国本層上部 0.30~0.75%
〃 下部 0.2~0.8%
梅ケ瀬層中部 (U_6~U_7 間) 0.7~0.9%

total N: 国本層上部 0.07~0.11%
〃 下部 0.08~0.14%
梅ケ瀬層上部 (U_1 の下) 0.09%±
〃 中部 (U_6~U_7 間) 0.1~0.14%

以上のデータを通覧すると，C/N の値は沈積環境に関係があり，また洪積～上部鮮新統位の地層間では時代差はみられない。また茂原ガス田の方が概して有機物が多く，とくに全窒素の量に明らかな差が認められる。



第 8 図　泥岩中の C, N 分布
Distributions of carbon and nitrogen in mudstone of upper Pliocene stage

横芝 R-1 の分析値は第 1 表に記したが，organic C は 0.63～1.09%，total N は 0.101～0.133%であつて，茂原 R-3 の梅ケ瀬層中部の値に類似している。

さて横芝 R-1 の例につき，全窒素のうちアンモニア態窒素がいかほど含まれているかを次のような計算で求めてみた。後者の分析精度があまり良好とはいえないが，目安の数字として興味深いものがある。

KCl 抽出による NH_4^+-N (mg/l：間隙水基準値)
……N

NH_4^+-N の岩石乾燥 (110°C) 試料に対する重量パーセント……N_0

容量含水比……W (%にしない値)

見掛比重……ρ

$$N_0(\%) = \frac{1}{10{,}000} \cdot \frac{NW}{\rho - W}$$

上式による計算結果は次の通りになる。

core No	N_0 (%)	NH_4^+-N/total N (%)
1	0.028	25.9
2	34	26.6
4	36	35.3
6	24	23.8
7	26	23.6
8	55	48.3
9	39	34.8
10	55	41.4
11	61	53.0
12	61	46.3
14	37	33.0
17	46	36.8

これらの数字にみられるように，全窒素のうち NH_4^+-N の占める量は案外大きい。ここには数値を引用しないが，新潟 R-61 の場合も同様で NH_4^+-N は全窒素の 20～35% 内外を占めている。間隙水中に溶出している NH_4^+-N の量を考慮すると，有機物の分解に伴ない生成した NH_4^+ は粘土または有機物に吸着されてかなりの量が保存されていることを示す。第 8 図に示したように，total N は 200 m 附近に小ピークがあるほか，350m 以深は漸増する傾向が窺われる。しかし NH_4^+-N を差引いた値としてみると，535 m 附近までは平均的にむしろ漸減する傾向があるかにみえ，total N の分布傾向とは必ずしも一致しないように思える。これらの現象が偶然のものか，あるいは何を意味するかは今後データを集積したうえでの検討にまたねばならないが，岩石の C, N 分析値を取扱うさい伏流水浸入，風化等の影響に関連して一応留意してよいことと思われる。

海底に沈積した有機物は次第に分解し，可溶性の生成物は漸次地層中から逸散してゆくが，その量的な目安を得るため次の計算を試みてみた。

太平洋側の充分なデータが無かつたため，日本海の 200 m 以深（酒田沖）の泥底で観測したデータを用い，18 点の平均値として

organic C=1.8%

total N=0.20%……ほとんど NH_4^+-N を含まない

なる数値を基にする。

よつて岩石 1 m³ についての C, N の

原始埋蔵量として
- organic C=22.9 kg/m³
- total N= 2.54 kg/m³

単に目安の値をうるためであるから，本坑井の No. 17 コーアの値を利用すると，

No. 17 コーアの場合，採収ガス層附近であるから，その試ガス観測値に準じて，

ガス水比 ≒ 1.8

ガス
- CH_4=94.42%
- CO_2= 2.89%

附随水
- free CO_2= 57.2 mg/l
- HCO_3^-=1,397 mg/l

とする。

- HCO_3^- およびガス態の C　1.17 kg/m³
- （残りの）organic C　11.43 kg/m³
- NH_4^+-N　0.584 kg/m³
- （残りの）N　1.003 kg/m³

すなわち

原始埋蔵 organic C → {残存 organic C 49.9%; 逸散 C 45%}

原始埋蔵 total N → {残存 N 39.5%; NH_4^+-N 23.0%; 逸散 N 37.5%}

残存 C, N についてみれば，Nの方が分解が早いとみることもできる。また 700 m 弱の深度におけるガス水比を基にしても，地層中に現存する CH_4-C は原始埋蔵 organic C の 2％余にすぎない。

以上の試算は物質の地層中の通過等の現象を無視し，また数値的仮定も多いが，大きい目安の数字を把握する意味で無価値なものではないと考える。

(昭和 31 年 2 月調査)

文 献

1) 半谷高久： 微量炭素の湿式迅速定量法，化学の領域，Vol. 6, No. 7, 1952

2) 石和田靖章・品田芳二郎： 九十九里ガス田東金試掘井について，石油技術協会誌，Vol. 21, No. 1, p. 13～21, 1956

3) 石和田靖章： 東京ガス田，石油技術協会誌，Vol. 21, No. 4, 1956

4) 石和田靖章： 外房ガス田について(要旨)，石油技術協会誌，Vol. 22, No. 3, 1957

5) 石和田靖章： 九十九里沿岸の1断面，有孔虫，No. 8, 1957

6) 石和田靖章・品田芳二郎： 房総半島東岸ガス田の含ヨード鹹水の産状について，地質調査所報告，No. 171, 1957

7) 金原均二・本島公司・石和田靖章： 天然ガス，p. 282～292, 朝倉書店，1958

8) 石和田靖章・品田芳二郎： 千葉県飯岡 R-1 号天然ガス試掘井，調査報告，地質調査所月報，Vol. 10, No. 6, 1959

概　報

550.8(552.6)

大分県大分川水系ダム地点地質調査報告

稲井　信雄*

Geology of the Dam Sites on the River Oita, Oita Prefecture

by

Nobuo Inai

Abstract

There are three dam sites planned for the hydroelectric power stations along the river Oita.

Shinkakibaru Site is composed exclusively of a thick bed of conglomeratic tuff. The rock is rather porous than compact, so that it is most necessary to examine suitability for a dam construction work.

Shinnohata Site is composed of pyroxene-andesite. There is a fault line crossing obliquely the dam centre. Therefore the planned dam centre has to be shifted so as to keep away from the fault. Nozuhara Site is composed mainly of granite and "Aso-lava". This granite is silicified and hard. This location is suitable to construct a dam.

要　旨

筆者は，福岡通商産業局公益事業部の要請によつて，大分県大分川水系に計画された新柿原・新野畑・野津原の3つのダム地点の地質調査を行なつた。この調査は，主として応用地質学の立場から，その岩質・断層・風化作用の程度を考慮し，ダム地点の選択およびその構築上の一資料を提供するものである。その結果，

1)　新柿原は，地形的に難はないが，岩質が軟弱という点に再吟味する必要がある。

2)　新野畑は，ダム中心線上を斜めに通る断層線があるので，ダムを境として，上流，下流で岩質が異なり，一応これを避けた方がよい。

3)　野津原は地形的に高いダムを構築することがむずかしいが，岩質的に花崗岩が両岸と河床に露われているので問題はない。

1. 緒　言

第4次包蔵水力調査の一環として，大分川水系に計画された，大分川新柿原・阿蘇野川新野畑・七瀬川野津原，以上3地点の地質調査を行なつた。ダム地周辺の地質は大分県20万分の1地質図，および同説明書によつてその大要を知ることができる。筆者は，これらの資料を基として，主として応用地質学的見地から，ダム予定地点の地質について検討を行なつた。

本調査には，ダム地点附近の500分の1実測図およびその断面図を使用した。

この調査を行なうにあたり，福岡通商産業局公益事業部，ならびに九州電力 K.K. の方々の御協力を得た。各位に対し厚く御礼を申し上げる。

2. 位置および交通

新柿原ダム地点は，久大線湯ノ平—庄内間にあり，県道が大分川に沿つているので交通はきわめて便利である。

新野畑ダム地点は，久大線小野屋附近で大分川本流に合流する阿蘇野川の上流，約8km にあり，大分—高津原間のバス道路に沿つているのでさほど不便でない。

野津原ダム地点は，大分川の支流七瀬川の上流，野津原村岡倉部落附近で，県道から南東方約2km 村道をはいらなければならない。

以上3地点を図示すれば第1図の通りである。

第1図　大分川水系ダム計画位置図

3. 発電計画の概要

福岡通商産業局公益事業部で踏査した結果，ダム地点の発電計画の概要は第1表の通りである。

* 福岡駐在員事務所

第 1 表　大 分 川 水

水系	河川	地点	型式	流域面積 (km²)	取水位 (m) / 放水位 (m)	使用水位 (m³/s) 最大	使用水位 (m³/s) 常時	有効落差
大分川	大分川	新柿原	調	198.3	232.0 / 126.0	14.8	2.22	98.7
〃	阿蘇野川	新野畑	〃	53.2	375.0 / 246.8	8.00	1.41	121.4
〃	七瀬川	野津原	〃	78.9	94.0 / 23.0	8.90	1.33	65.0
					小計	3地点		

4. 地形地質の概要

大分川本流は，由布院盆地周辺の山嶽にその源を発し，南東に流れ，大分市附近において南から北に同市を貫流して，別府湾に注いでいる。その間阿蘇野川・七瀬川その他大小支流を合わせ，その水量はやゝ豊富である。本，支流とも新第三紀および洪積期火成岩地帯を深く侵食し，U字形またはV字形渓谷をなして大分平原に面している。すなわち，柿原地点附近は段丘地形を深く侵食してU字渓谷をなし，新野畑地点附近は一般にV字形の深谷をつくり，野津原地点附近は，この附近を広く埋めた阿蘇熔岩を，ふたゝび侵食によつて下部基盤岩である花崗岩類を露わし，幅の広いV字形をなしている。また同水系は，北から西にかけ雨乞嶽・城ヶ岳・由布嶽・カルト山・野稲嶽・花牟礼山等 1,000 m 以上の各種安山岩類の山麓を，東あるいは北に向かつて流れ，下流平坦部に至つては一般に蛇行がはなはだしい。したがつてダム地点はいずれも各河川の中流附近に計画されている。

大分川水系附近の地質については，従来大分県中部地区における新第三紀ないし第四紀火山活動，または火山地質についての文献がある。よつて今回はこれらを参考としてダム計画地点附近に露われる地質についてのみ述べる。

新柿原附近は，いわゆる沖積堆積といわれる凝灰質砂礫層で，その厚さ数 10 m に達し，段丘地形を呈している。河川はこれを侵食して，典型的なU字渓谷をなし，その深さ 40 m に及ぶ。本層中には，変質はなはだしく，かつその質柔かい輝石安山岩の（掌大の）円礫を含む。

なおこの層は，河床近くに岩質は同じであるが，10 数 cm 幅の成層をなした部分がある。

新野畑附近は，凝灰岩層の上に，厚く輝石安山岩がかぶつている。そしてダム計画地点を斜めに断層が走つているため，これを境として，上流と下流において岩石が異なつている。すなわち下流は一様に輝石安山岩であるのに対し，その上流においては輝石安山岩と凝灰岩層が河床近くで上下関係にある（第4図参照）。

また河床における転石中には，阿蘇熔岩の巨礫がかなり多くみられるので，両岸山頂近くには，さらに阿蘇熔岩に覆われていることが推定される。

野津原ダム予定地附近は，いわゆる阿蘇熔岩に広く覆われているが，七瀬川の侵食によつて，河床または両岸に花崗岩あるいは片麻岩様雲母石英片岩が露出している。これは阿蘇熔岩が侵食に弱いのに対し，花崗岩類はそれによくたえるためである。

5. 応用地質

5.1 新柿原ダム（第2，3図参照）

地質の項で述べたように，新柿原地点は地形的にU字形渓谷であるが，地質は凝灰質砂礫層でその上下において堆積状況を異にしている。すなわちその上部は掌大の礫をもつた10数 m の凝灰質砂礫層で，細粒泥質・軽石を含み，その色灰白色であるに対し，下部成層した部分は，やゝその砂質の粒度を増し，数 10cm 幅をもつた何枚かに成層をなしている。これがダム計画地点から約 100m 上流によく露出し，その走向 N 70° E，傾斜 5～6°S であるから，ダム計画箇所においては，河床礫の下部に走つていることが推定される。いずれもその質柔かく，ハンマーその他で容易に疵をつけることができる。したがつてダム構築には，その支持力，透水性，耐久耐圧性等について，充分物理的検査をする必要がある。

しかし最近同様の地質条件である篠原に，調整池ダムを構築した。これは土木工学の進歩に伴ない，以上のことを克服することができることを証明している。

5.2 新野畑ダム（第4，5図参照）

系計画地点一覧表

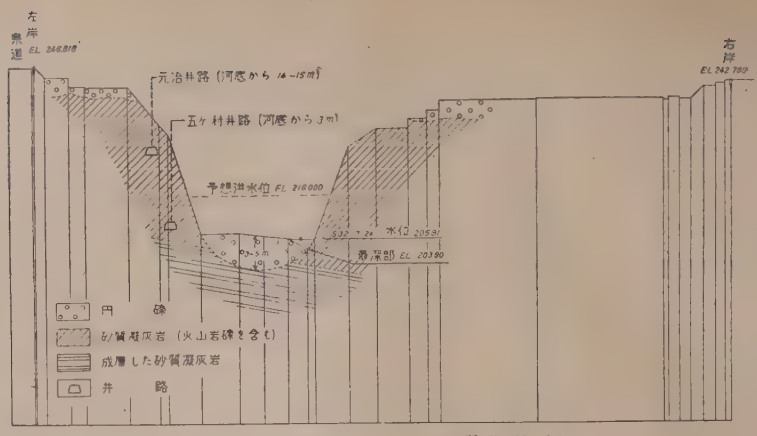
発電力 (kW) 最大	発電力 (kW) 常時	年間可能発電力量 (kWh)	水路亘長 L (km)	貯水池または調整池 堤高 (Ld) (m)	貯水池または調整池 落水面積 (10^8m^2)	貯水池または調整池 利用水深 (m)	貯水池または調整池 有効貯水量 (10^8m^3)	工事費 (千円)	摘要
									kW 当り kW h 当り
12,500	1,500	50,643	(圧) 3,500 (無) 1,100	(50) 29.0	120	3	270	1,548,078	124,000円/kW 30.60円/kWh
8,200	1,200	24,391	(圧) 3,400	(58) 23.0	23	5	100	979,409	120,000 40.20
4,900	850	22,821	(圧) 3,000 (無) 1,700	(90) 21.0	170	1	150	945,945	193,000 41.30
25,600	3,550								

（資料は福岡通産局提供）

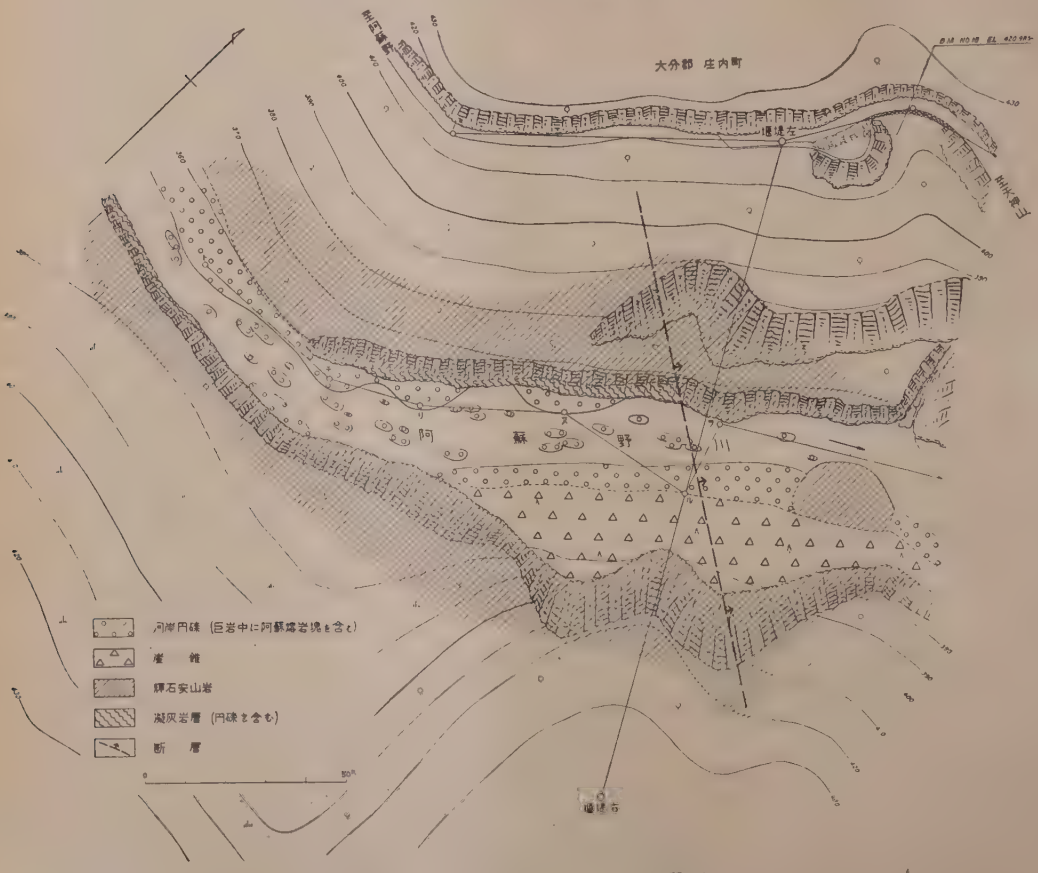
第2図　新柿原地点ダム附近地質図

ダム計画地点附近には，かなり厚く斑晶に富んだ灰色の輝石安山岩が露われているが，この下部には灰褐色凝灰岩層があり，これに人頭大または掌大の円礫をもつている．この輝石安山岩は，その質やゝ堅硬であるが，斑晶は空隙に富んでいるから透水性，耐久性について一応物理的検討を行なう必要がある．また下部凝灰岩層は，不均質で，火山砂・軽石を含み，岩質が柔らかく，かつ円礫をもつているので，これも支持力，透水性について検討する必要があるだろう

断層については，第4図に示すように，計画中心線を斜めに切るため，その下流には凝灰岩層が露われていない．おそらく正断層で河床深く沈んでいるものと思う。よつてこの計画線附近よ，岩質的にも，断層線という点からみても，ダム計画としては地質的によい条件とは



第3図　新柿原ダム地点地質横断面図



第4図　新野畑地点ダム附近地質図

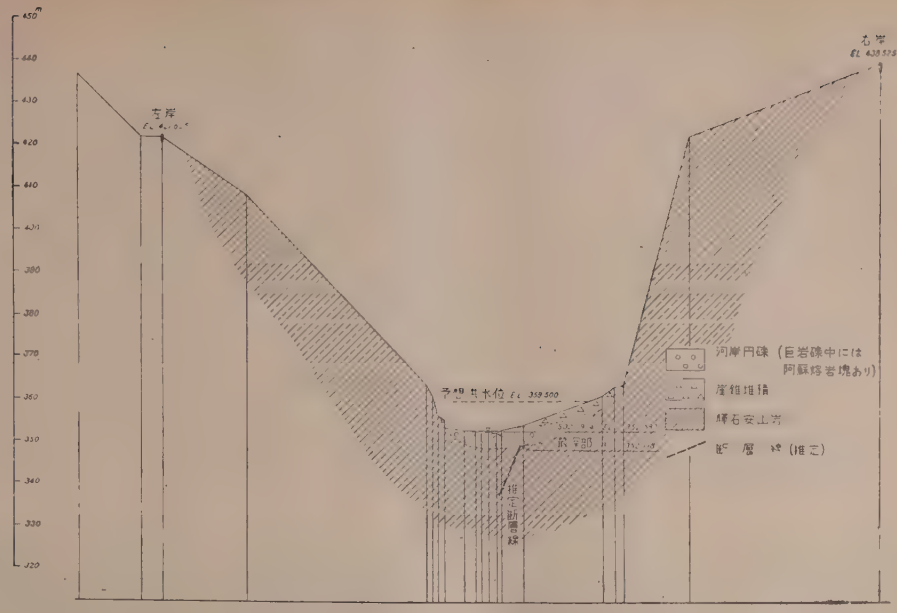
いえない。

5.3　野津原ダム（第6，7図参照）

第6図に示すように，ダム中心線附近は，両岸または河床にほとんど花崗岩あるいは片麻岩様雲母石英片岩が露出しているため，ダム基盤としては難点はない。たゞし地形が広くひらけたV字形であることと，河岸合地から上部は阿蘇熔岩であるから，あまり高いダムの計画ができない。

6．結　語

以上は大分川水系に計画されたダム附近の地形，地質



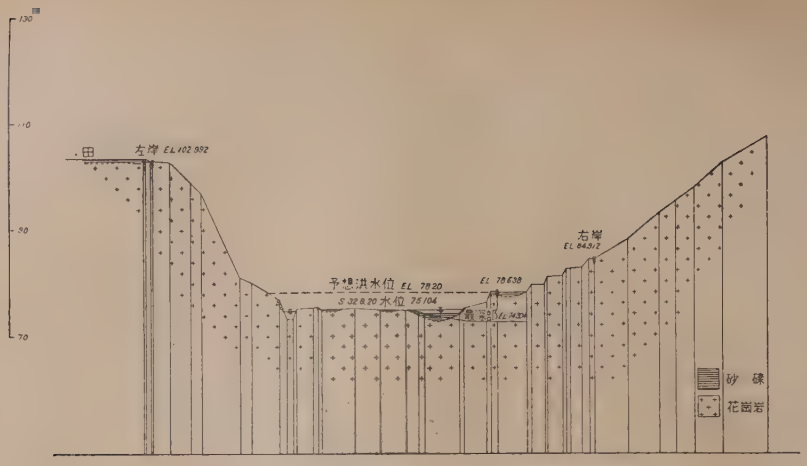
第５図　新野畑ダム地点地質横断面図

第６図　七瀬川野津原地点調整ダム附近地質図

の概要を述べたのであるが，ダム地質としてまとめれば

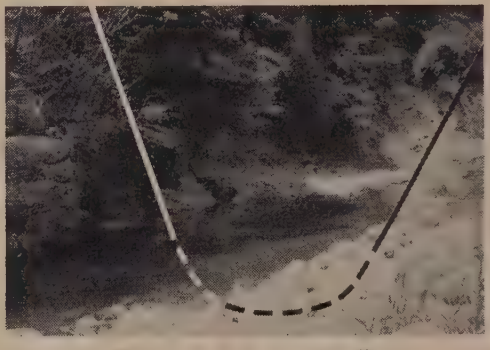
1)　大分川新柿原は，凝灰質砂礫層に計画されたものであるから，この岩石がダム基盤としての適否，すなわち支持力，透水性，耐圧耐久性について充分物理的検討をする必要がある。

2)　阿蘇野川新野畑はダム両岸の輝石安山岩には大き



第 7 図　野津原地点調整ダム地点地質横断面図

図版 1　新柿原ダム計画線



図版 3　新野畑ダム計画線

図版 2　新柿原ダムの下部を走る成層凝灰岩

図版 4　野津原ダム計画線
河床に基盤の一部を露わす，

い問題はないが，河床近くにある柔かい凝灰岩層の厚さ，同岩層の耐久耐圧，透水度等に疑問があり，かつ計画中心線上を通る断層線があるので，一応この地点を避け，さらに踏査して下流域を検討してはどうであろう。

3)　七瀬川野津原は，基盤岩が花崗岩で河床にも露出しているので，ダム基盤としては申分がない。

（昭和 33 年 8 月調査）

文　献

1) 大分県：20 万分の 1 大分県地質図幅
2) 大分県：県勢振興綜合計画書，第五部地下資源開発計画，1951～1955

550.837(523.5)

高知県下川鉱山電気探鉱調査報告
（第2報）

陶山淳治*　小林　創*

Report on the Electric Prospecting for Shimokawa Deposit, Shirataki Mine, Kōchi Prefecture

by
Junji Suyama & Hajime Kobayashi

Abstract

The deposits are of Kieslager (bedded cupriferous pyritic deposits) type occurring in the Sambagawa crystalline schist. In this district, the crystalline schists are mainly composed of green schist and sericite quartz schist.

The self-potential and resistivity measurements were carried out along the several traverse lines. Concerning the resistivity measurement, writers used the electric profiling method of two electrode arrangement.

They recognized following three types of self-potential phenomena.

（1） Negative self-potential anomaly distributes over a excellent outcrop of deposit.

（2） Topographic effect of self-potential distribution is recognized and seems to be influenced by schistosity.

（3） Some of negative self-potential zone are recognized over the sericite-quartz schist zone.

These phenomena seem to be associated with the intercalation of sericite and graphite.

1. 緒　言

昭和31年5月，高知県長岡郡下にある下川鉱山において，別子型層状含銅硫化鉄鉱鉱床に対する電気探鉱の適応性を調べる目的で調査を行なつた。本調査は，昭和29年度本鉱山において行なつた調査結果に基づき，その西接区域につき，継続調査として行なつたものである。ここに，これらの結果をとりまとめて註1)報告する。

なお，本調査に伴なう地形測量は清水道也が担当した

調査にさいし，終始御支援を賜わつた日本鉱業株式会社白滝鉱業所の方々に深く感謝の意を表する。

2. 位置および交通

下川鉱山は，高知県土佐郡大川村字野地にある日本鉱業株式会社白滝鉱業所の支山に属し，同県長岡郡本山町字下川にあり，野地の東南東直距約4kmに位する。（5万分の1地形図　本山）

ここに至る経路は，

土讃線大杉駅 ―バス（2時間30分）30 km→ 下川口 ―徒歩（小車両を通ず）2.5 km→ 山元事務所

である。

第1図　位置図

3. 地形・地質および鉱床

本地域は四国中央山脈に属する大己屋山の南西麓に位し，附近一帯の地形はきわめて急峻である。

本地域の地質については秀敬[2]の，鉱床については吉田善亮・小村幸二郎[4]の詳細な調査がある。それによると，鉱山附近一帯の地質は，いわゆる三波川系に属する結晶片岩類からなり，これを貫ぬく小蛇紋岩床がある。鉱床附近は厚さ約500mの主として緑色片岩からなる結晶片岩が分布し，この層準の下位には厚さ約200～300m

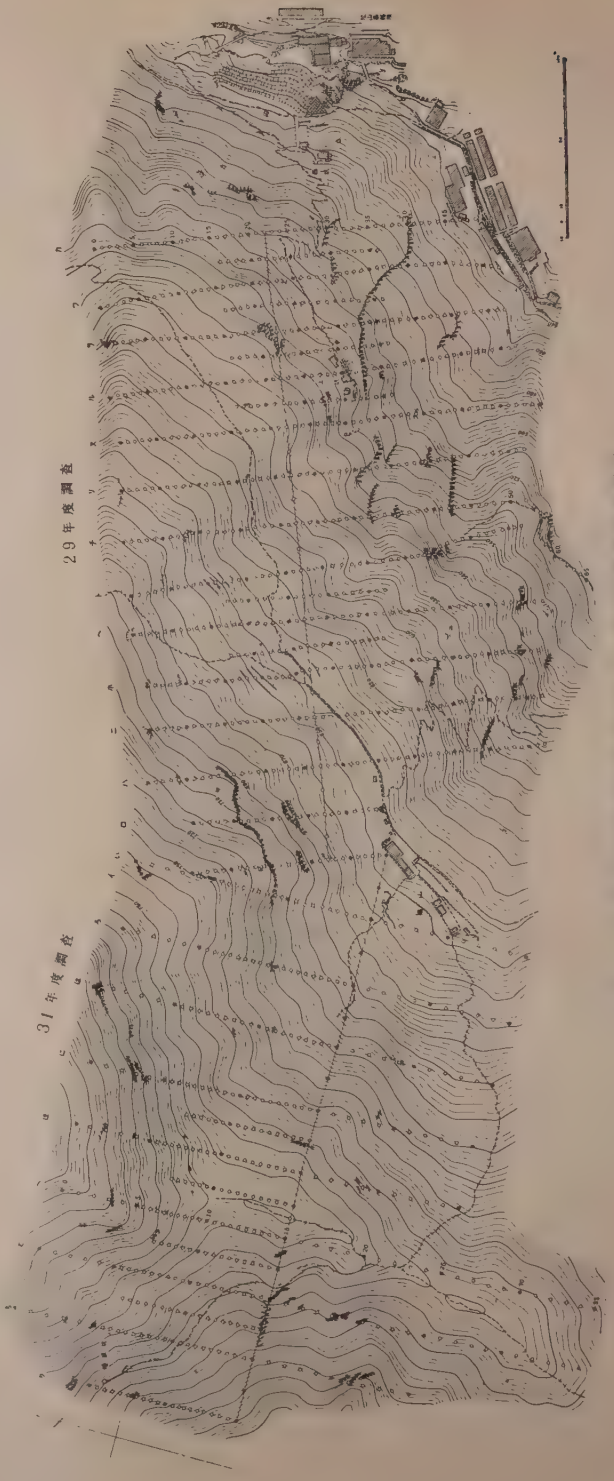
* 物理探査部

註1) 昭和29年度の調査結果の詳細については，別報陶山・杉山：高知県下川鉱山電気探鉱調査報告”を参照されたい。

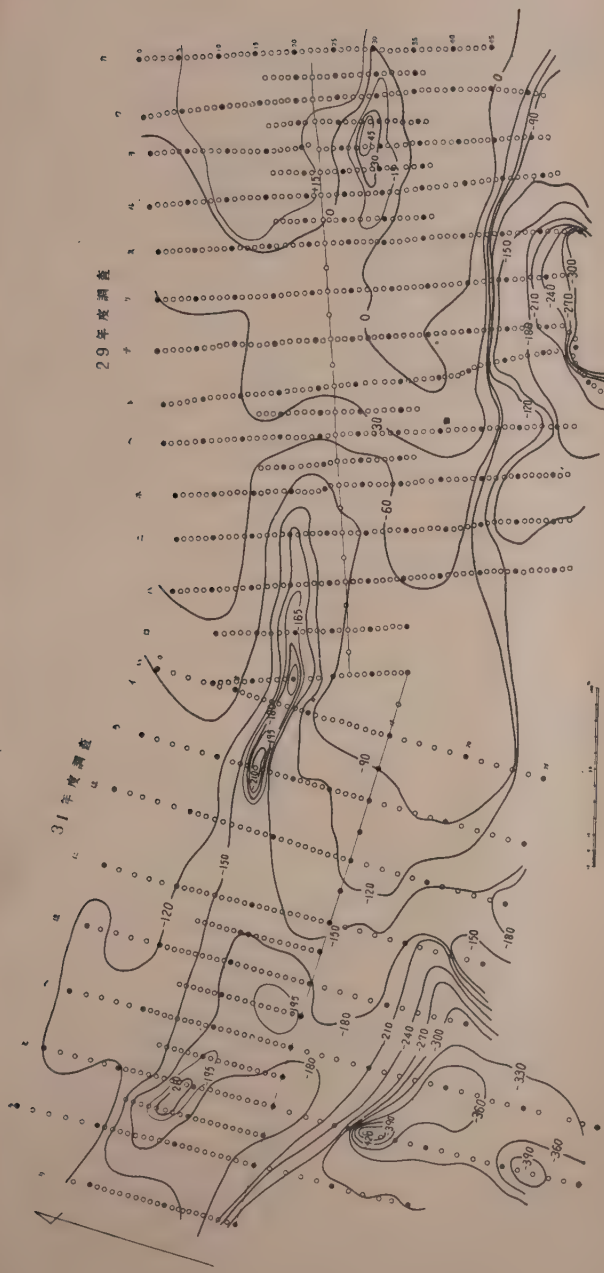
の主として黒色片岩からなる結晶片岩（なかに多少石英片岩ないし緑色片岩の薄層を挟む）が分布する。上記の主として緑色片岩からなる層準の中・上部は点紋帯であり，かつ黒色片岩および石英片岩をかなり含み，緑色片岩も凝灰岩源と考えられるものが多い。鉱床を胚胎する下部岩層は一般に塊状の緑色片岩層を主とし，僅かに石英片岩を挟む熔岩起源と考えられるものが多い。この層準の下端部に近い調査地南部区域においては，石英片岩および黒色片岩の薄層を挟む絹雲母石英片岩が分布する。なお，この層準の下端部には厚い石英片岩を主とする岩層が分布し，これは西方へ長く連続している。これらの岩層は一般走向 EW～N 60° W，傾斜 N または NE に 35～45° の単斜構造を示し，大きな褶曲・断層等はあまり発達していない。

下川鉱床は（下川坑・下川西坑および檜坂坑），前記の緑色片岩を主とする層準下部中に存在し，同層準南端から北約 100 m に位置する。鉱床は緑色片岩中にほぼ整合的に胚胎する層状含銅硫化鉄鉱鉱床で，多数の小富鉱体の集合体からなる。すなわち，上部から下部に第 1，第 2，第 3，第 4 鉱帯の 4 列をなして平行に配列する多数の単位富鉱体からなる。しかも，それらは互に鉱染鉱体，または細脈で連絡されて，全体として 1 枚の鉱体を形成するようにみえる。その個々の富鉱体の落しは母岩の線構造（E 10～20° の落しの角を示す）と一致している。母岩の緑色片岩は上盤よりも下盤側が一般に珪化が強く，下盤の珪化緑色片岩の厚さは 1m，上盤側は 0.3 m 内外であり，また，上盤側には厚さ約 1 m（ときには 2m）の油肌または片理に富む緑泥石千枚岩を随伴するが，通常下盤側にはない。

調査を行なつた西坑鉱床地区とは，下川鉱床の西坑坑口以西（檜坂坑に至る）の部分をいい，西坑鉱床とは，昭和 24 年坑道探鉱の結果，下川鉱床第 2 鉱帯の西方延長で着鉱した鉱床を呼んでいる。西坑坑口附近の地形は東および南に急峻な勾配を示しており，下川鉱床は全体として平均 S 80° E の方向に，E 20° 内外の落し角を示している



第 2 図　下川鉱山西坑鉱床区域地形および物理探鉱測線配置図



第3図　自然電位分布図　単位 mV

ので，西坑鉱床地区においては，第1鉱帯に属する単位富鉱体は，山腹斜面にほゞ平行か，ないしはすでにその大半は侵食し去られているものと考えられている。

下川鉱床の鉱石は塊状緻密含銅硫化鉄鉱・鉱染鉱（千枚ドーキン—緑泥石千枚岩に黄鉄鉱・黄銅鉱等が鉱染したもの），ガリ鉱（石英に富む貧鉱）の3種類に分けられる。

鉱石鉱物は，黄鉄鉱・黄銅鉱を主として少量の閃亜鉛鉱・斑銅鉱・磁鉄鉱等を伴ない，脈石鉱物は石英を主とする。

4. 物理探鉱調査

4.1 調査目的

いわゆる層状含銅硫化鉄鉱鉱床に対する電気探鉱の適応性を検討するための資料を得ることを目的として調査を行なつた。今回の調査は，主として前回の調査で，区域西端に認められた負異常を西へ追い，檜坂坑附近の露頭との関連を調べることを目的とした。

4.2 調査区域および方法

第2図に示したように，前回の調査区域の西端から檜坂坑に至る間に，南北方向に延びる長さ 250～350 m の測線を 40 m 間隔で設定し，各測線上に 5～10 m ごとに測点を設けて調査を行なつた。その結果「に」～「ち」間には 20 m 間隔で長さ 80 m の補助測線を設けて調査を補足した。

本鉱山では自然電位法・比抵抗法（電極間隔 a=10 m，20 m および 40 m とする2極法による水平探査）による調査を行なつた。

4.3 調査結果およびそれについての考察

自然電位測定結果および比抵抗測定結果のうち，a=20 m の場合とを分布図として表わし，前回の調査結果と併わせ第3，4図に掲げた。また，参考までに「い」，「は」，「へ」および「ち」の各測線における自然電位・比抵抗および地形の変化を曲線図に表わし，第5～8図に掲げた。

4.3.1 自然電位の分布

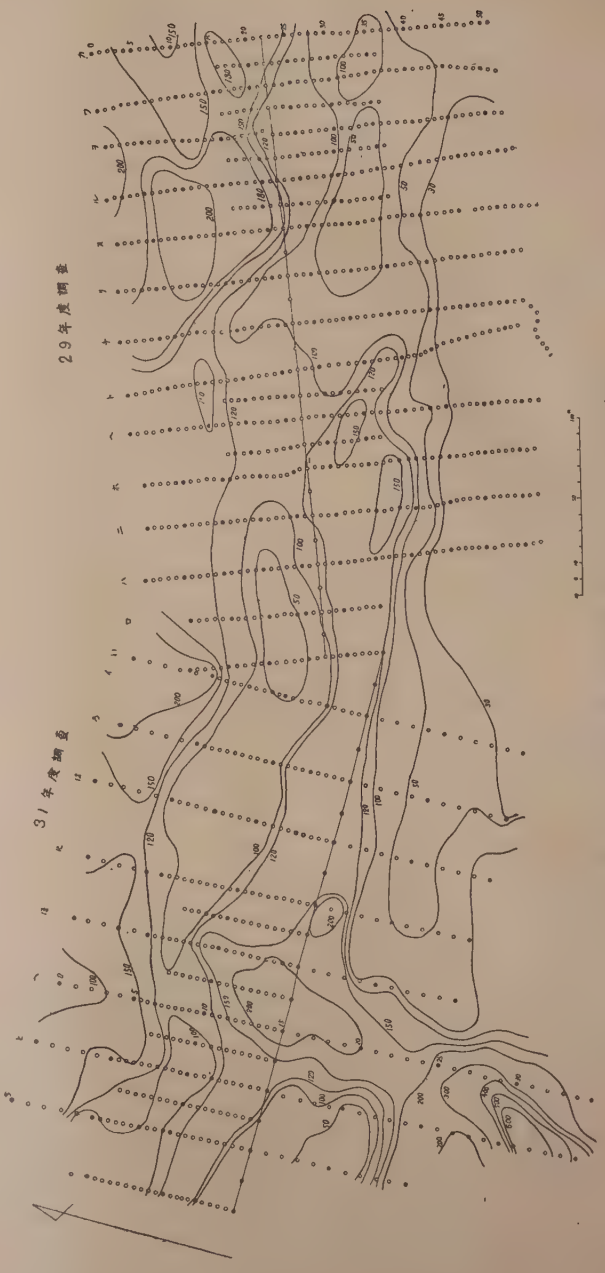
(1)「ヲ-28」附近の（－）45 mV の負異常（A），「ろ-7」附近から「ロ-15」にかけて分

布する (−)210 mV に達する負異常(B), および「と-9.5」附近に分布する(−)210mV の負異常(C)が, おのおの露頭線(推定)上に位置する。加うるに, これら負異常部は各鉱帯が地表に最も近接すると推定される箇所にある。また, この部分には, 坑内探鉱および剝土探鉱の結果でも, 浅所に鉱床ないし優勢な露頭の胚胎することが予想されている。なお, 負異常(A)は第2鉱帯が地表と交わる部分に分布し, 負異常(B)は第2鉱帯より上位の鉱帯が東斜面で地表と交わる部分に, 負異常(C)は同じ鉱帯が西斜面で地表と交わる部分に分布すると考えられる。

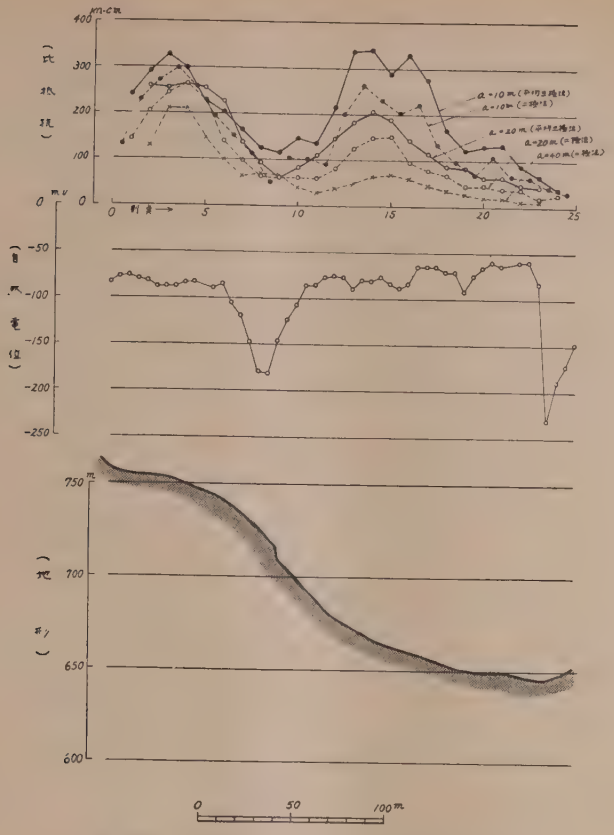
前報告においても述べてあるが, この種の鉱床においては, 鉱床ないしその周縁相に基づく負電位異常が鉱帯ないし鉱床と地表が交わる位置に分布すると考えられる。これら各負異常の電位異常値の差異については後に述べる。

(2) 「と-22」～「へ-26」にかけて分布する (−)360～420 mV の負異常(D), および「チ～ヌ-53」附近に分布する負異常(E)を含む著しい低電位帯が区域南部にほゞ東西に連なつて分布する。この部分には主として絹雲母石英片岩 (部分的に石墨質の所もある) が分布する。この種の岩層が分布する部分に著しい負異常が認められることは, 考えうるものである。

(3) 区域東端から西部「と」線附近の尾根に向かつて電位が低下する傾向 (F) があり, 区域中央部〔前記(A)～(C)負異常を連ねる推定露頭線と(D)～(E)低電位帯に挟まれる区域〕においては, その傾向が明瞭に現われている。この種の谷間から山頂へ向かい負電位が増大するような異常電位分布について述べた文献は数多く認められる。一般に, この種の異常電位分布は動電位効果によつて生ずるものと説明され, "地形の影響" と呼ばれている。先に述べた本調査結果にみられる異常電位分布(F)もまた同種の現象と考えられる。"地形の影響" と呼ばれる異常電位分布は, 岩層の浸透率とその分布によつて左右される降雨水の運動状態に関連するものであり, したがつて, 多孔質の一様な岩層が分布



第4図 物理探鉱測線配置図 $a = 20$ m 2極法



第5図　い－線　自然電位・比抵抗曲線図

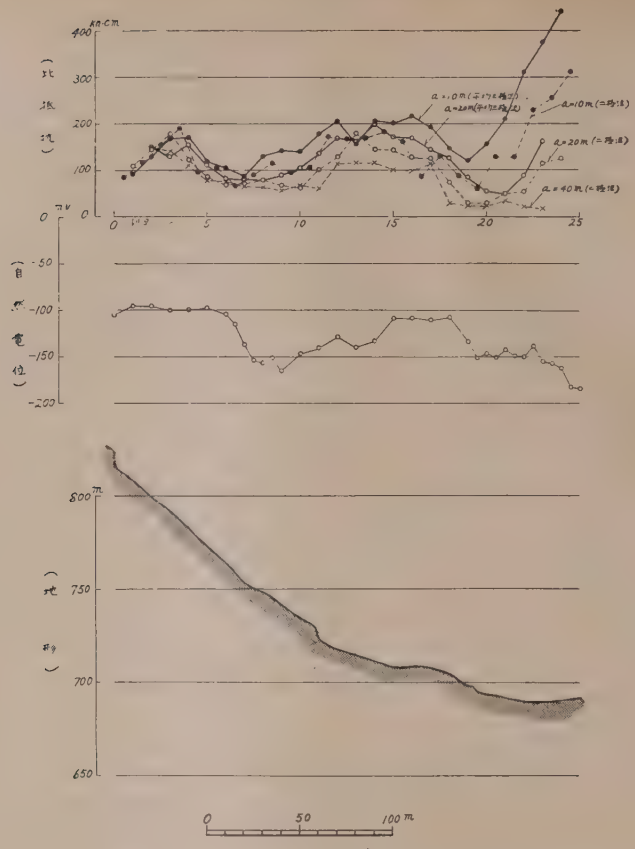
するときは，地形と相関の強い電位分布を示すが（理想的な場合には，等高線と等電位線がほゞ似通つた形をとる），岩層自体およびその風化状態が一様でない場合には，等高線と類似した等電位線の分布を示さぬものと思われる。本地域においては，鉱帯の推定露頭線の北部に分布する（すなわち，鉱帯の上盤の）緑色片岩，その南部に分布する（下盤の）緑色片岩および区域南端部に分布する絹雲母石英片岩は，おのおの岩相を異にするため，これら3種の岩層が分布する部分では，それぞれ地形の影響と呼ばれる異常電位分布の様相が異なつていると考えられる。

また，結晶片岩においては，片理面に沿う方向と，これに直角な方向とで物理的性質が異なることは一般に知られている。浸透率も両方向でその値を異にし，片理面に沿う方向の値は，これに直角な方向の値より大きい値をもつと思われる。走向方向における高度差の方が，これに直角な方向の差に較べて，電位差に大きな影響を与えることが本調査の結果においても認められるが，これは上記の浸透率の異方性によつて生じた現象と思われる。

4.3.2 比抵抗分布

29年度調査区域においては，区域南部の絹雲母石英片岩が主として分布する部分は，以北の緑色片岩が主として分布する部分に較べて低電位，かつ低比抵抗を示し，両部分の岩質の差異が自然電位および比抵抗の値の差異とかなりよく対応するように考えられた。しかしながら，31年度調査区域においては，絹雲母片岩の主として分布する部分が，緑色片岩の分布する部分に較べ，むしろ低電位・高比抵抗を示している。したがつて絹雲母石英片岩の分布する部分が，緑色片岩の分布する部分に較べて，常に低電位・低比抵抗を示すとは限らない。

岩石の比抵抗値は岩石の組織と含有電解質の性質，および含有量等とによつて左右されるものである。したがつて，好条件の下では岩質の差異が比抵抗値の差異に対応することはありうるが，必ずしも常に対応するものとは限らない。岩石中に含まれる電解質の性質および量が異なる場合，同種の岩層が異なる比抵抗値を示すことが考えうるが，「へ～と」線南部の高比抵抗と「チ～ヌ」線南部の低比抵抗との間に認められるほどの著しい差異が，



第6図　は-線　自然電位・比抵抗曲線図

含有電解質の性質および量の差異のみに基づくものとは考え難い。区域南部に分布する主として絹雲母石英片岩からなる岩層は，細かく観察すれば絹雲母石墨片岩・絹雲母石英片岩等の互層であり，個々の層の厚さの比率いかんによつて，互層全体を単一の岩層と考えた場合の，巨視的な意味での岩石の組織は，場所によつて著しく異なるものと考えられる。このような意味で，区域東部と西部とでは主として絹雲母石英片岩からなる当該岩層の岩相が異なるため，先に述べたような比抵抗値の著しい違いを生じたものと考えた方が妥当であろう。いまもし，絹雲母石英片岩が高比抵抗を，絹雲母石墨片岩が低比抵抗を示し，かつ自然電位負異常は，その岩質に起因するものと考えれば，後者が前者に較べて，きわめて薄い場所においては見掛比抵抗が高く，かつこの高比抵抗部全体に負異常が拡がり，後者が前者に較べさほど薄くない場所においては，見掛比抵抗は低く，かつこの部分（互層）全体が負異常を示すことになる。

以上，調査結果に現われた顕著な現象について考察を試みた。一般に，結晶片岩地帯は著しい風化作用を蒙つており，僅少な電位変化および比抵抗変化を解釈することは困難である。

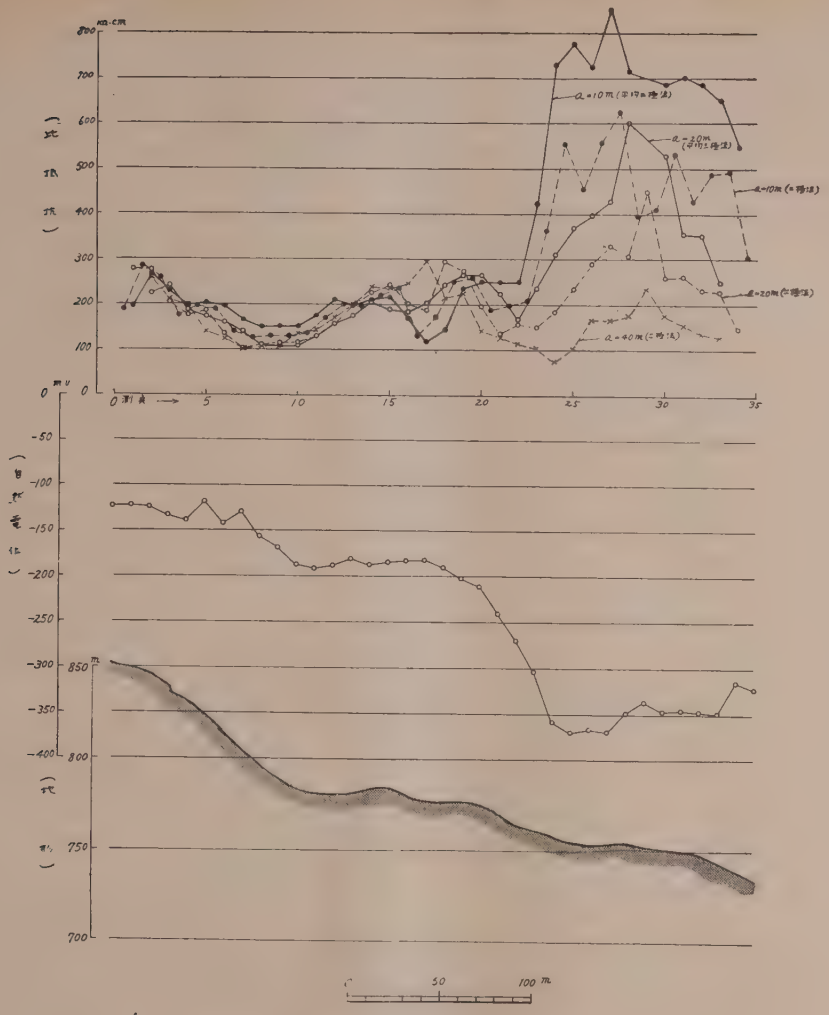
なお，前報告において，（A）および（B）負異常の異常値の差異について考察したが，今回の調査結果により確認されたいわゆる“地形の影響”による異常電位分布を差し引くと，鉱床に起因すると思われる電位異常の値は（A）負異常においては約（−）40～60mV，（B）負異常においては約（−）90mV であり，前報文で考えたほど顕著な差異があるようには思われない。（C）負異常においても約 90 mV であり，第2鉱帯による負異常の値は約（−）40～60 mV で，その上位の鉱帯による負異常の値約（−）90 mV に較べて小さくなる傾向はみられる。

その原因に関する新しい資料は，今回の調査によりとくに得られていない。

5. 結　語

本鉱山における電気探鉱調査の結果，

1）この種層状含銅硫化鉄鉱床においても，鉱床ないしその周縁相に起因する負異常が認められ，その負中心

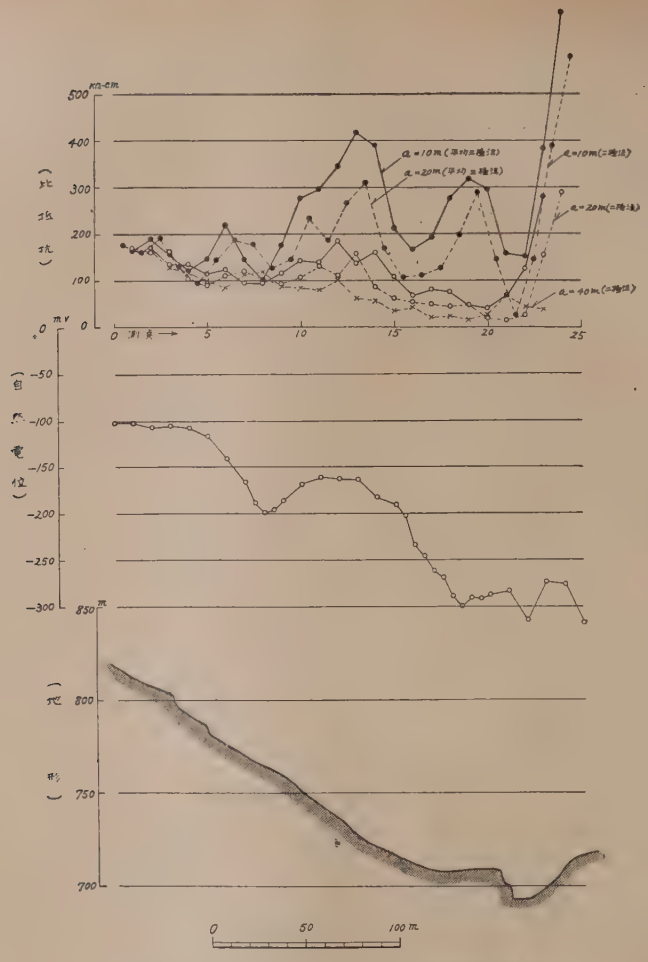


第7図　へ-線　自然電位・比抵抗曲線図

の位置は，鉱帯(ないし鉱床)の落しの方向と密接な関連があることが知られた。

2)　1)に述べた負異常のほかに，いわゆる地形の影響と呼ばれる異常電位分布と，岩質の差異に関連の深い負電位帯とが認められた。地形の影響による異常電位分布は，地形のほかに，基盤の岩質およびその風化状態に左右されるように思われる。とくに，結晶片岩がもつ異方性のため，片理面の走向に直角な方向に較べて，走向方向に顕著な地形の影響が現われるようである。岩質の差異に関連すると思われる負異常が，主として絹雲母石英片岩からなる部分に認められる。この部分は区域西部においては東部に較べ高比抵抗を示しているが，このような現象は西部と東部とで巨視的意味での岩石組織を異にし，西部においては石英質片岩に富むために生じたものと推察される。

3)　鉱床ないしその周縁相に起因する負異常，岩質の差異による負異常，および“地形の影響”による負異常の3者を比抵抗法の併用によつて一義的に判別することはむずかしい。しかし，“地形の影響”による異常電位分布は，高度差および片理面の方向と関連深い分布を示すので，前2者と判別することは比較的容易である。鉱床ないしその周縁相に起因する負異常は，鉱床ないしその周縁相と母岩との間の岩質の差異に関連するものであり，前2者は本質的に異なるものではないと筆者は考える(両者はともに電気化学的起電力に起因することが多い)。したがつて，両者が同程度の層厚を有し，しかも薄いものである場合は，両者を自然電位および比抵抗法によつて判別することは困難である。そのさいには，地



第 8 図　も－線　自 然 電 位 ・比 抵 抗 曲 線 図

質学的知識に頼つて解釈する以外に，現段階では方法がない．いわゆる岩質の差異に関連する負異常を呈する特異な岩層が，かなりの層厚を示し，当該岩層の特色を比抵抗法によつて探知しうる場合には，地質学的知見と自然電位および比抵抗法の結果と併わせ考えることにより，両者を判別しうることが多い。

(昭和 31 年 5 月調査)

文 献

1) Cagniard, L.: Electricite tellurigue Hand-Buch der Physik, Bd. 47

2) 秀　敬：高知県白滝鉱山附近の地質構造，広島大地学研究報告，No. 4, p. 45～83, 1954

3) 陶山淳治・杉山光佑：高知県下川鉱山電気探鉱調査報告，地質調査所月報，Vol. 10, No. 2, 1959

4) 吉田善亮・小村幸二郎：高知県白滝鉱山調査報告，第 1 報，下川鉱床，地質調査所速報，No. 100, 1950

553.981(521.28)

神奈川県大船附近天然ガス調査報告

品田芳二郎*

Report on Natural Gas in the Ofuna District, Kanagawa Prefecture

by

Yoshijirō Shinada

Abstract

The stratigraphic sequence of the area about 20 km² from the southern part of Yokohama city to the northern part of Kamakura city is given as follows:

Age	Stratigraphic sequence		Main rock facies
Quaternary	Sagami group (alluvium & diluvium)	alluvium	sand, gravel & clay
		Kantō loam	secondary loam
			primary loam
		Byōbugaura formation	mud & sand
		Taya formation	sand & gravel
		Naganuma formation	mud & muddy sand or sandy mud
Tertiary (Pliocene)	Kazusa group (400m +)	Nakazato formation	massive silt
		Ofuna formation	massive silt
		Nojima formation	tuffaceous silt

There are key beds of 14 traceable pyroclastic layers.

The general strike of these formations is nearly EW and dip 2～25 degrees to the north.

In general, every formation changes in thickness and rock facies with gradual facies change in the formation boundary.

From the little methane gas bubbles issued from more than ten shallow artisian wells in this area, the low potentiality of gas reserve for these shallow beds may be considered, but it is not unreasonable to presume the development of payable gas reservoirs in the deeper horizons free from invasion water, if there are any.

1. 序　言

本調査報文は，昭和26年度の天然ガスを目的とする東京都受託調査および昭和27年度の同じく天然ガスを目的とする横浜市受託調査の結果を編集し，さらに筆者の得たその前後の研究踏査資料を加味して総合したものの概要である。

地域は横浜市戸塚区南部から鎌倉市北部にわたり，東海道本線沿線の面積 20 km² の部分であつて，同時に行なわれた横浜市・川崎市の多くの班の地質調査の一環をなすものである。

当地域には後述する通り，鮮新統の上総層群が典型的に露出し，関東平野の南西部での層序の判定資料として重要な位置を占める。したがつて調査は当地域内においてガス鉱床を探ることに従うとし，層序を明らかにし，南関東産ガス地帯の主産油層位の地表での観察を主眼とし，他地域での基礎資料を得ることを主目的とした。

また第四系の相模層群については，ガス鉱床を期待することは困難と考えたので，概略の性格を求めるにとゞめた。

この調査結果は一部が公表されただけに止まつていた

* 元所員

が，近時各方面から公表を求める声が大であるため，ここに記すものである。

(伊田一善記)

2. 地 質 の 概 要

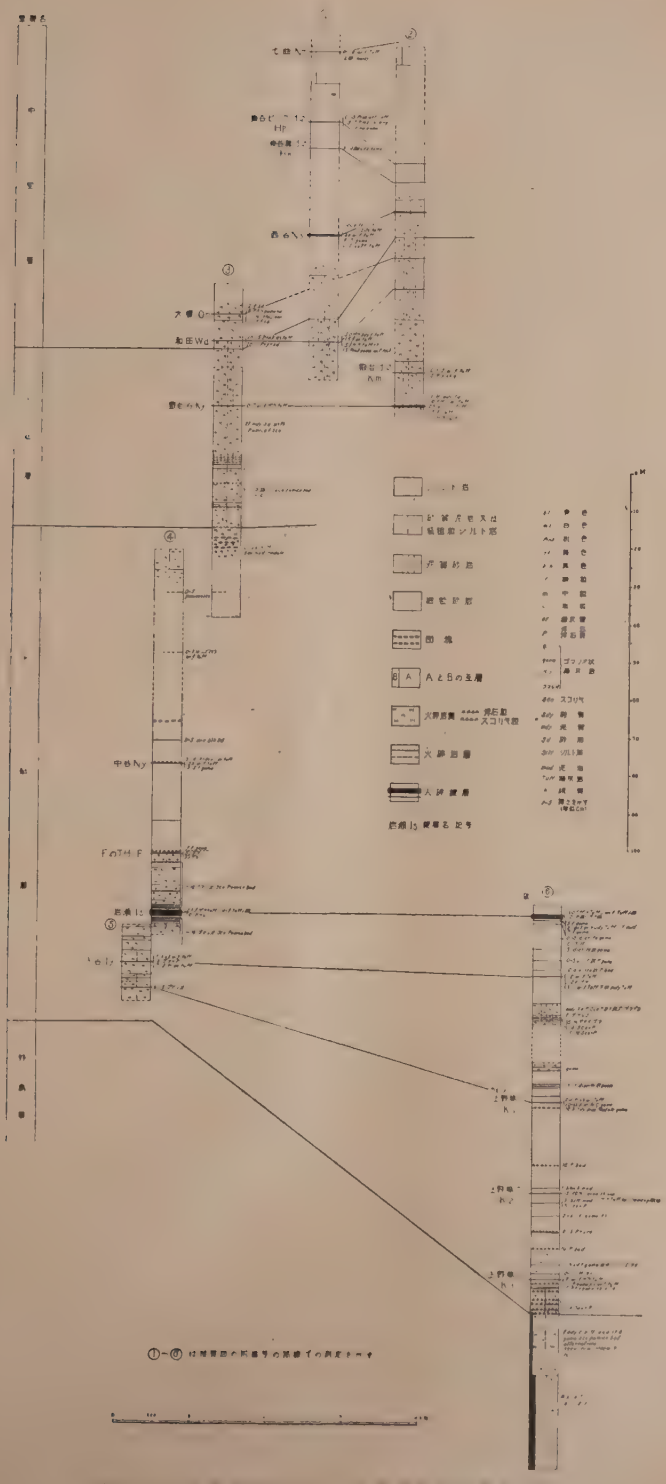
本地域に分布する地層は大別して，上位の相模層群と下位の上総層群の2層群となる。

上総層群は，下位から野島層・大船層・小柴層・中里層が整合的に重畳し，それぞれの岩相は，凝灰岩ないし泥岩(または砂質泥岩)互層・泥岩・泥質砂岩・泥岩で代表される。しかし諸累層の関係は中間的岩相を経て漸移するもので，露頭においてたゞちにその境を引くことは困難な場合が多い。また，例えば大船層が泥岩により代表される岩相を示すとはいえ，その下部には野島層の代表的岩相である凝灰岩～砂質泥岩の互層の部分を挟み，上部には中里層の下部にみられる砂質泥岩を挟んだりする。さらに地層中に挟まる多数の火砕岩層のうち，追跡した13層の火砕鍵層により走向方向の岩相変化をみると，同時面が上記した累層に斜交していることがはつきり認められる。これらのことから，上総層群を形成する諸累層は，本地域においてはまつたく一連の堆積物からなることが読みとれる。

相模層群は，下位の上総層群を斜交不整合に覆う。すなわち，調査地域東部においては中里層上部に，西部においては大船層下部に直接接しており，地層の傾斜も境界附近において上総層群が2～7度を示すのに較べ，ほとんど1度以下の著しく緩い傾斜を示している。本地域に分布する相模層群は下位から長沼層・田谷層・屏風

第1図 大 船 附 近 地 質 図

ケ浦層・関東赤土層・沖積層に分けられる。長沼層は，泥・泥質砂，または砂質泥からなり，下位の上総層群とは砂礫層を基底にもつて接する場合もあるが，ほとんどが砂礫層を伴なわずに上記岩相が直接接する。地域西部の田谷附近においては，長沼層の上部の泥質岩が次第に粗粒となり，砂礫を挟みつつ厚い砂礫層に移化する。この砂礫層を田谷層という。田谷層は，田谷附近に最も厚く発達し，最大層厚 30m を算するが，西および東方に急激に厚さを減じ，貝殻坂附近では，僅か 1m ばかりその残存らしき礫混りの砂となる。本層は，大きくみて上



第2図　大船附近における上総層群の地質柱状図

位の屏風ケ浦層と下位の長沼層に挟まれるレンズ状砂礫層と考えられる。屏風ケ浦層は泥・砂層からなり，鍵層となる火砕岩層を挟む。これら3つの地層の関係については，大塚彌之助[1]が屏風ケ浦層と田谷層を不整合としたが，少なくとも本地域においては，不整合とする積極的な事実はみあたらない。

関東赤土層は，一次的“ローム”と二次的“ローム”とに分けられ，一次的“ローム”は下位の地層を不整合に覆つて分布しており，さらに二次的“ローム”は，一次的“ローム”を不整合に覆い，独川沿岸およびこれに沿つた平地部に小台地を作り，多くは厚さ数 10 cm の砂礫層をその基底にもつ。

沖積層は低地を埋め，坑井資料によれば，層厚最大 15 m で砂・泥または埋木層からなつている。

3. 上総層群の地層各説

3.1 野島層

野島層は，本地域にみられる最下部の地層で最南部に分布する。この調査では本層の最上部だけしか観察できないため，野島層の中～下部については述べない。

本層は大豆大またはそれ以下の径の軽石と，火山岩滓からなる凝灰岩層と，これらの凝灰物質を多数に散りばめた粗粒シルト岩または砂質泥岩との互層で，一般に凝灰岩が厚さ 5～30 cm であるのに対し，シルト岩の厚さは 20～100 cm の小輪廻を示す。凝灰岩はときに硬く凝結しているため，露頭面では層理に従い凸凹面を現わす特徴ある岩相を示す。上位の大船層との境は前記凝灰質層およびシルト岩中の凝灰物質の含みを徐々に減少して大船層のシルト岩に移化する関係をもつている。

3.2 大船層

大船層は地域中央部を東西に広く分布し，シルト岩により代表される岩相で，標式的には東海道本線大船駅西方にある観音像の立つ山の東の崖にみられる。

本層は，岩相上，上下の2つに区分され，上部は，青灰色塊状シルト岩，下部は，同じシルト岩に凝灰岩の薄層を挟み，シルト岩も凝灰質となり，ときに粒度を粗くし砂質となる。下部の岩相は東方に向かつて上部の岩相との互層状となり，また野島層の代表的岩相である凝灰岩と砂質泥岩との互層を挟むため，東の端である上野附近ではこれを6つの岩相に細分することができる。このように東方に泥質部を多く挟み，厚さも増すことは，西方での同層下部が厚さを増すとともに，下位の野島層の岩相が東方に向かい泥質化する結果である。このことは鍵層として用いた多数の火砕岩層の追跡により確かめることができる。ことに大船層最下部に出現する「上野第1～第3凝灰岩層」を東方から西方へ追跡すると，下部層から順次野島層にはいる。大船層の層厚は東部で 205 m，西部では 130 m と西方に向かい層厚を減少する。これらのことから，大船層下部と野島層最上部においては西方に泥岩をより多く沈積する堆積環境にあつたことを示す。

3.3 小柴層

小柴層はほとんどが独川以北に，一部は南部の山地をかすめて分布する。

本層は細粒の軽石粒，火山滓を含む凝灰質の泥質細粒砂岩で代表されるが，中部には，偽層理の発達する細粒砂岩層をレンズ状に挟み，下限近くは野島層に酷似する泥岩と凝灰岩との互層部分をもつ。また本層は，上・下限が泥質となり上・下位層に移化する。

火砕鍵層を追跡した結果によれば，東部ほど上位の層

第 1 表

Loc. No	深度 (m)	坑径 (in)	水量 (m³/d)	ガス量 (m³/d)	水温 (°C)	ガス成分 CO_2	O_2	CH_4	N_2
1	364？	2	2.5	0.1	17.0	0.9	0.4	79.4	19.3
2註1)	164	2 1/2	8	3	18.5	0.1	0.2	77.6	22.1
3	50±	2	？	0.05	？	0.4	0.2	72.1	27.3

註 1) 所有者： 横浜市戸塚区笠間町 1084 伊藤藤吉

No. 2 号井の水質分析

pH	RpH (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	free CO_2 (mg/l)	Cl^- (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	dis. O_2 (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	全硬度 (mg/l)	Mn	SO_4^{2-}	$KMnO_4$ cons. (mg/l)
8.3	8.4	803	11	55	3	tr.	9.84	0.11	4.07	0	tr.	240

準まで小柴層の岩相が続くことがわかる。すなわち地域の東端では「大橋凝灰岩層」が小柴層の最上部に挟まるのに対し，地域中央部の東海道沿線ではその下位にある「和田凝灰岩層」が中里層最下部に挟まる。これより計算すれば，走向方向約 4 km で約 20 m の厚さの岩相が同時面と斜交することとなる。

3.4 中里層

中里層は，本地域に分布する上総層群の最上部層で，上部は，相模層群に不整合に覆われるためみることができない。本層は，青灰色塊状のシルト岩を主体とするが，上部に細粒～微粒砂岩との互層部を 10 m 余り挟む。青灰色塊状シルト岩の厚さは，東に向かい著しく厚さを減じ，西部において本層上部に挟まる「東谷ピンクゴマ」に，東の端では小柴層との漸移層に存在する。

4. 地質構造

本地域は，地域北方にある富岡向斜軸の南翼にあたり，地層は大きくみて東西に走り，緩く北方に傾斜している。しかし富岡向斜に影響され，西部では，走向は西北西または北西に向を変え，その変曲点は，上位層ほど東方による傾向があり，また傾斜は，2～25 度を示し，一般に東方および下位層ほど傾斜を増し，ことに走向の変曲点以西では著しく緩い傾斜となり，ときには水平に近くなる特徴がある。

5. 総括

本地域には，天然ガスを伴なう掘抜井戸が 10 数坑あり，そのなかの 1 坑は，家庭用にガスを利用し，他は水のみかんがい用に利用している。これらの坑井は，地域的に 3 つに分けることができる。

(1) 横浜市戸塚区田谷部落の東方
(2) 大船駅附近
(3) 鎌倉市上町屋部落の東方

各地域の代表的な天然ガスの組成と坑井状況，大船駅附近のガス附随水の性質を挙げれば，第 1 表のようである。これらはその坑井位置における層位と掘止深度からして，野島層上部に達していることは確実で，そのガス層は前 2 坑はおそらく野島層上部の凝灰質砂岩，または大船層下部の凝灰岩層からなると考えられるが，No. 3 附近は，埋木を含む泥層の発達する沖積層からのガスの可能性がある。しかしいずれにしても上記の分布結果からいえることは，本地域においては浅層に関する限り稼行価値はきわめて低く，Cl^- 量からしてある程度陸水が置変わつた地域であることがわかる。しかしこれらガス徴の存在は，もともと大船層および野島層が天然ガスを大量に包蔵していたであろうことを示すし，他の地域において陸水の影響の比較的少なく，かつこれらの岩相の発達する所では天然ガスの開発が可能であることも考えられる。

（昭和 26 年，27 年調査）

文献

1) 大塚彌之助：関東地方南部の地質構造，横浜－藤沢間，震研彙報，Vol. 15, No. 5, p. 974, 1937

550.82 : 553.981(521.29)

千葉県飯岡 R-1 号天然ガス試掘井調査報告

石和田 靖章* 品田 芳二郎**

要 旨

飯岡 R-1 は九十九里浜北端にある天然ガス試掘井で，1954年に掘さく・完工をみた。深度 400 m をもつて古生層と思われる基盤岩に逢着し，350 m 以下の凝灰質砂層（名洗砂層）を仕上げてガス水比 0.97，水量 300 kl/day のリフト試験結果を得た。各種試験結果から本坑井は九十九里沿岸における天然ガス可採地域の最北端にあると判定される。

1. 緒 言

飯岡 R-1 は千葉県海上郡飯岡町平松海岸にある水溶型天然ガス層に対する試掘井である。

掘さくは1954年1月から2月にわたり，その間筆者らは(旧)飯岡町の申請による受託調査として現地作業に従事した。

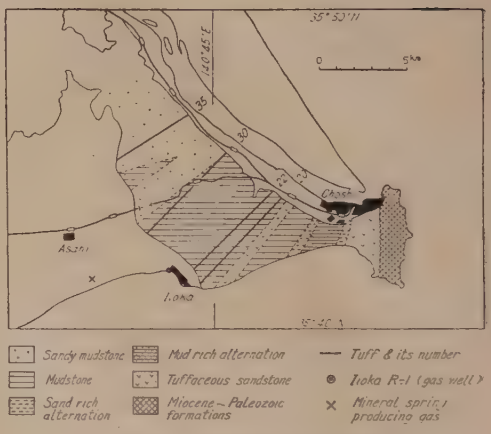
筆者らの行なつたコアー試験結果に基づき坑井の仕上げ工事が施行され，ガス・リフト試験を行なつたが，その後休止井となり，こんにちでは廃坑井同様の姿に化している。しかし本坑井の記録は近い将来予想される九十九里浜北半の探鉱・開発に寄与するところが少なくないと信じられるので，こゝに当時のデータをとりまとめ報告することとした。

2. 附近の地表地質

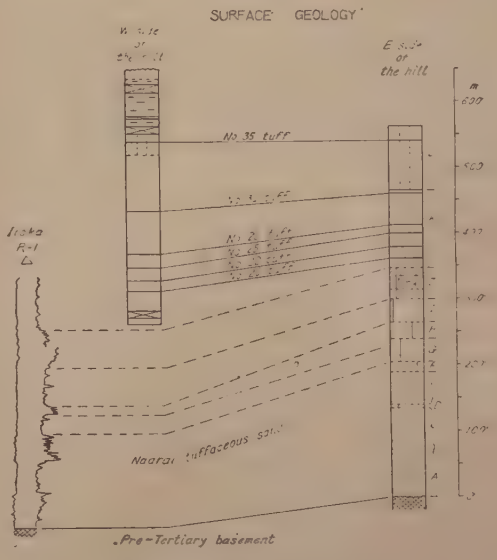
本坑井の北側に拡がる丘陵地帯は名洗凝灰質砂層を基底とする上部鮮新統がその基盤をなし，香取層以上の第四紀層が傾斜不整合をもつてこれを覆つている。第1図は鮮新統に関する地質略図であり，第2図は同じく地表地質柱状図である。名洗凝灰質砂層と呼ばれる地層は第2図のA～E層であつて，この上位に連続する砂泥互層を除くと，地表に関する限り，当地域の鮮新統にはガス層として良好な砂層の発達に乏しい。

鮮新統は豊里以南において単斜構造を示し，北西に緩く傾斜する。傾斜角は平均 2° に達しない。

飯岡 R-1 の坑口層位は第2図においてほゞ No. 25～26 凝灰層附近と推定される。



第1図 地質略図および坑井位置図
Geological map on the horizontal section and well location

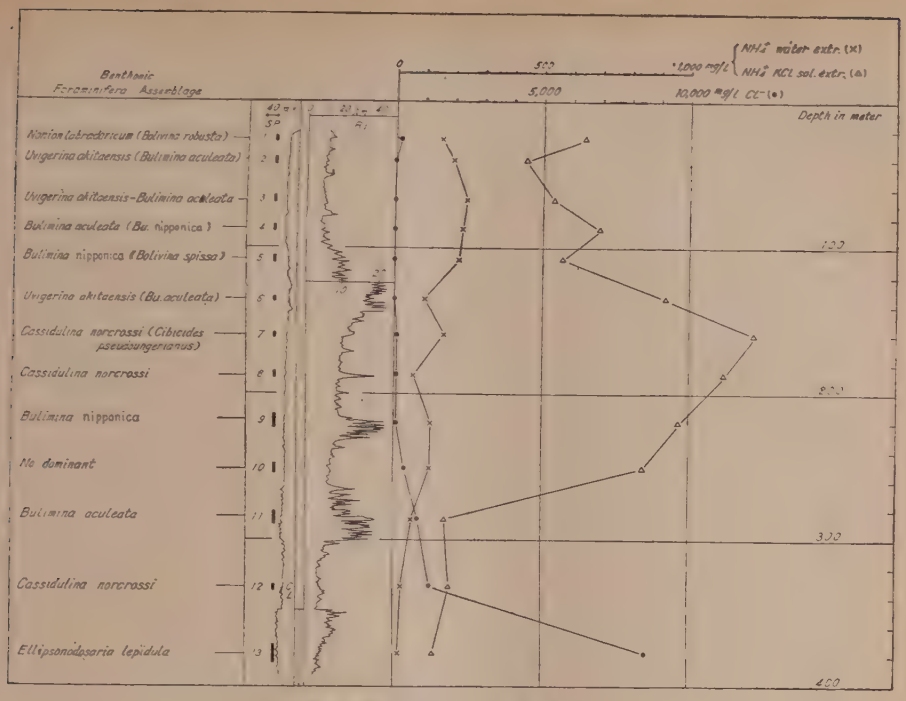


第2図 地質柱状図
(小野映他原図に筆者らの補足したもの)
Stratigraphic columns of the upper Pliocene rock exposed along the Chōshi hill

3. コーア試験結果

筆者らは本坑井に次で九十九里浜沿岸で掘さくされた試掘井，東金 R-1 についてその調査結果をすでに公表

* 地質部
** 元地質部



第 3 図　コ ー ア グ ラ フ
Core-graph of Iioka R-1 (1954-2)

した[1]。本坑井の調査方法論は東金 R-1 の場合とまったく同様であるから，ここには記述を略し，結果を記すのみとする。

3.1 坑井地質

第3図に明らかなように，ガス層として適当と思われる砂層または砂泥互層は，深度 100m 以下に4群を認めうる。これらいずれも凝灰質細砂を主とし，とくに 350～400m の砂層はほぼ確実に名洗凝灰質砂層に対比できる。泥岩の部分はコアに関する限り，多少浮石粒の散在する暗緑灰色シルト岩である。400m にて達着した基盤岩は暗灰色のきわめて堅硬なアルコーズ質細粒砂岩で，古生層に属するものと認められる。

第1表は有孔虫化石の調査結果を示すが，No. 1 コアを除けば bathyal facies を示すものであり，また横芝―東金―茂原と以西南へ対比を進めると，深度 70～80m 附近は房総東部における上総層群梅ケ瀬層中部 U 6 鍵層附近に対比される。

3.2 コア分析結果

コア分析結果は第3図および第2表に記した。

見掛比重および含水比は以西南地域の試掘井における測定値に比較し，平均的に前者はやゝ小，後者はやゝ大となつている。前述の対比が正しければ，現在地表下深度に対しても，また層位に対しても，圧密度は少ないということができる。しかるに大局的には沈積環境に大差があるとは思われないから，結局房総半島北部に比較し当地域では鮮新統沈積当時相対運動量が著しく小さかつたことを意味するものと解釈される。

間隙水の Cl^- の分布はきわめて特徴的である。25m 前後で僅かに大きい値がみられるのは，現在の海水浸透の影響であろう。ちなみに砂丘砂の基底は海面下 15m 位の深度である。230m 附近より坑底に向かい急速に Cl^- は増大している。これより以浅は天水の浸透によりきわめて低塩分と化した部分であり，当地附近でしばしばほとんどガスを伴なわない褐色地下水を産出する層位となつている。コア分析結果をチエックする意味で例をあげると，

1　浜富士旅館鉱泉井（深度 100m 以内）
水色‥‥濃褐色　Cl^-=6.7 mg/l　NH_4^+=5 mg/l
ガス認められず

2　本坑井 100～145m の砂泥互層完掘後の自噴水
水色‥‥濃褐色　水量＝10～20 kl/day
ガス量＝微量　水温＝19.2 °C
pH=8.6(±)　Cl^-=22.8 mg/l　NH_4^+=6 mg/l
dis. gas $\begin{cases} O_2 & 0.47\text{cc/l} \\ \text{res.} & 28.14\text{cc/l} \end{cases}$ $\begin{cases} CH_4=30.4\% \\ N_2+A=69.6\% \end{cases}$

第1表 底棲種有孔虫類の百分率頻度分布

Percentage distribution of benthonic foraminifera

(Figures show percentage in each assemblage)

Species of which relative frequency is more than 5% \ Core No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Depth range of core	23.66～27.43	37.48～43.32	63.29～69.14	84.00～88.40	105.6～111.4	133.64～137.10	158.59～166.60	185.20～189.52	214.50～224.00	248.36～255.40	282.01～290.26	331.86～334.82	373.43～386.43
Nonion labradoricum	33	3	3	3	+	2	....	5	3	6	....	3	
Bolivina robusta	14	2	....	6	....	1	....	....	....	....	....	....	5
Loxostoma bradyi	7	....	....	1	....	8	1	....	....	....	....	....	1
Cassidulina islandica	7	1	....	....	....	....	....	5	....	....	....	1	
Uvigerina akitaensis	7	52	39	3	....	42	....	9	....	....	....	....	? 4
Cibicides aknerianus	6	....	1	....	....	....	3	....	+	....	....	1	
Bulimina aculeata	....	33	37	36	....	22	2	1	....	....	67	....	1
B. nipponica	....	3	5	22	56	....	11	17	48	....	5	11	1
Cassidulinoides bradyi	....	....	....	7									
Bolivina spissa	....	....	....	....	16								
Ellipsonodosaria lepidula	....	....	....	4	5	+	....	1	9	8	2	2	58
Cassidulina asanoi	....	....	....	....	8	....	....	....	....	....	+	8	
C. laevigata		1			+	5							
Pullenia apertula	2	....	....	1	1	9	....	+	....	9	....	+	
Cassidulina norcrossi	....	....	....	....	....	....	39	26	....	....	+	33	2
Cibicides pseudoungerianus	3	....	1	....	....	+	24	....	....	....	....	3	
Pullenia bulloides	....	....	....	....	....	....	7	15	....	3	4		
Epistominella pulchella	2	....	....	....	....	....	....	12	+				
Ellipsonodosaria oinomikadoi	....	....	....	....	3	+	....	2	2	....	....	5	
Gyroidina orbicularis	....	....	....	....	+	....	....	....	11	6	....	6	2
Nonion pompilioides	....	....	3	....	....	....	....	....	5	....	+	+	
N. nicobarense	....	....	....	....	....	....	....	....	5	9	....	....	1
Fissurina marginata	....	....	2	....	3	....	3	1	6	14	5	5	3
Eponides umbonatus	....	....	1	....	2	....	....	....	4	1	3	6	2
Reussella aculeata	....	....	....	....	....	....	....	....	....	....	9	1	
Uvigerina proboscidea	....	1	....	....	....	....	....	....	....	....	....	....	8
Bolivinita quadrilatera	....	....	....	....	....	+	....	....	....	....	....	4	8

本坑井の 100～145 m の砂泥互層の延長は西方 4 km の旭町椎名内浜にある矢指ヶ浦鉱泉の採取層になつているものと推定される。飯岡では上述の通り著しく低塩分で，完全に天水の影響を受けているが，旭町では鉱泉井は次の水質を示す水をガスとともに産出している。

pH	RpH	free CO_2	HCO_3^-	Cl^-	NO_2^-	NO_3^-
7.8	8.0	17.8	1,383	7,199	0.0	0

SO_4^{2-}	$KMnO_4$ cons.	NH_4^+	I^-	
0	98	34.8	28	mg/(単位l)

抽出試験による NH_4^+ の量は天水の浸透を受けた最も低塩分の部分に最大値を示す。NH_4^+ は地層中の有機物の分解により形成されたものであるが，もし強い天水の浸入を受け，清水帯となつてしまつた所では，かゝる現象を引き起こさない。水抽出，KCl sol.'抽出いずれの場合でも最大値のみられることは天水の影響を強く受けた所の方が，下位の然らざる部分に比較しておそらくより NH_4^+ の形成が盛んであり，かつ形成した NH_4^+ が逸散せずにとゞまつていることを示す。南関東における鮮新統中には天水浸透の影響で低塩分褐色水を産する所が普

第 2 表　コ ー ア 試 験 表

Results of core analysis

	深度 depth (m)	見掛比重 app. S.G.	含水比 water content (vol. %)	Cl^- (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	同左に対する稀釈率	total NH_4^+ (mg/l)	同左に対する稀釈率
1	23.66～ 27.43	1.705	49.0	129	154	3.90	639	5.64
2	37.48～ 43.32	1.71	45.3	18.5	194	4.13	442	6.05
3	63.29～ 69.14	1.695	51.9	19.7	243	3.73	535	5.35
4	84.00～ 88.40	1.65	53.7	23.7	226	4.47	688	6.62
5	105.6 ～111.4	1.66	50.1	29.7	214	3.76	563	5.41
6	133.64～137.10	1.605	57.4	20.3	100	3.33	915	4.74
7	158.59～166.60	1.60	54.3	45.0	166	3.46	1215	4.94
8	185.20～189.52	1.55	55.5	35.4	61.5	3.36	1145	4.88
9	214.50～224.00	1.61	53.5	56.6	122	3.51	962	5.03
10	248.36～255.40	1.63	55.0	352	117	3.48	842	4.96
11	282.01～290.26	1.70	56.5	785	60.7	3.30	167	3.30
12	331.86～334.82	1.61	60.5	(1200)	25.8	3.22	187	3.22
13	373.43～386.43	1.79	52.5	8500	14.5	3.79	132	3.79

遍的に知られているが，この褐色は腐食酸等腐食質の物質に基づくものと思われる。本坑井の場合，抽出試験において NH_4^+ の大きい値がみられる部分は，最も著しい褐色水帯である所から形成された NH_4^+ は，同時に生成したこの種の有機物，あるいはさらに粘土鉱物などに吸着・捕獲されているのではないかと推測される。なお 330 m 以下のコーアでは NH_4^+ の量（とくに水抽出について）が他の坑井の場合に較べて若干少ない。これは試ガスのさいのガス附随水の NH_4^+ が Cl^- に較べ若干通例より少ない事実と符合しているが，その理由は明らかでない。

4. 試ガス結果

諸種の事情から充分なテストを実施しえなかつたが，次にデータを記しておく。

1) 坑井仕上げ

セメンティングによる中間遮水施行。セメント放出孔は 340 m 附近。ケーシングはガス管で上位から，4″×9.3 m，3″×391.14 m と挿入し，ケーシング下端深度は 400.16 m。下端より 49.98 m は孔明管。

2) ガス水比等

ガス水比測定の目的をもつて 1/2 IP コンプレッサーおよび内径 10 mm，肉厚ゴム管 11 m を使用しエアー・リフトを行なつた。ガス量は圧入空気量と産出ガス O_2 量とから算出した。

ガス水比＝(純ガス量)/(水量)

＝14.45 (m^3/day) /14.98 (k*l*/day)

＝0.965

この試験の後しばらく自噴が続いたので，分析試料のサンプリングおよびガス水比の再測定を行なつた。なお自噴停止後の静止湛水面は海水準ないし僅かに高いようであつた。

ガス水比＝9.56 (m^3/day) /9.85 (k*l*/day)

＝0.97

筆者らの現場測定はこれをもつて終了としたが，その後セパレーターをとりつけ，ガス・リフトを実施した結果，揚水量 300 k*l*/day，ガス水比は 1 弱であつたという註1)。リフト管は 1″×71.5 m。

3) ガスおよび水の成分

ガス組成 (vol. %)

	CH_4	CO_2	O_2	N_2 他
No. 1 試料	88.6	0.4	0.2	10.8
No. 2 試料	88.5	0.4	0.2	10.9

水質 (pH 以外 mg/*l* 単位)

pH	HCO_3^-	free CO_2	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}
8.0	506	2.6	6,089	156	139

NH_4^+	I^-	SO_4^{2-}	水温註2)
8	22	1>	21.5°C

ガス附随水の Cl^- は 6,000 mg/*l* を超えているが，水質は南関東ガス鉱床のポテンシャルのやゝ低下した場合を示し，ガス組成は著しくポテンシャルの低下した場合に比較される。

註 1) 故小野暎測定。

註 2) 充分揚水し切つていない時であるから，実際はさらに若干高いと思われる。

実測ガス水比は計算ガス水比にほゞ一致するが，水質・ガス質の異常はガス鉱床の縁辺部に坑井が位置すること，すなわち上位に対しても，また側方(up dip)に対しても，急速に非含ガス帯に移過する部分を採収層としているためであろう。

5. 結　論

1) 飯岡附近は南関東水溶型ガス鉱床の九十九里浜地域における可採地域最北端になる。

2) 横芝以北の九十九里沿岸では可採ガス層は梅ケ瀬層下半以下に対比される層位に限定される。

3) 本坑井では 350～400 m にみられる名洗凝灰質砂層のみが可採ガス層であるが，さらに南西～西方では 100 m 以下に発達する他の 3 群の砂泥互層も可採ガス層となるであろう。これらの有効層厚を概算すると，

I.	102 ～ 160 m	25 m
II.	216 ～ 232 m	10 m
III.	265 ～ 305 m	26 m
IV.	350 ～ 400 m	50 m
	有効層厚計	111 m

すなわち本坑井では天水浸透のため第 IV 層の 50 m のみが可採ガス層である。ガス層はほとんど凝灰質細粒砂層からなつていると推定される。

なお先第三系の基盤岩類は比較的平坦な面をもつて片貝方面へ緩く沈降してゆくと思われるが，本坑井の 400m にて逢着した岩石は古生層と思われる硬質砂岩であつた。(昭和 29 年 1～2 月調査)

文　献

1) 石和田靖章，品田芳二郎：九十九里ガス田東金試掘井について，石油技術協会誌，Vol. 21, No. 1, 1956

資　料

552.578.1/.2+551.24

石油と天然ガスの埋藏量と関連性のある産油層の地質・物理パラメターの決定について*

A. A. Khanin

小　西　善　治　訳

地殻における流体および含ガス流体の移動は，多孔質媒体を通じて行なわれる。媒質中では好ましい水理地質学的・岩石学的・構造要因が存在するときには，石油およびガスの蓄積が行なわれる。

産油層の有効規模およびその他の値以外に，石油およびガスの集積を量的に評価するためには，多孔質媒質——開かれた有効孔隙——の特性を知ることがきわめて重大である。この価を求めるのには，岩石中に含まれている残留水を計算することが必要である。

層状集積体の有効容量とその産出量とを算出する問題を解くさいに，決定的な意味をもつものは，孔隙の総量——絶対孔隙率で現わされる——でなく，有効孔隙率値である。この値は多くの著者によつてとりあげられ，さまざまな値が出されている。例えば Leivenson は，水の薄膜(残留水の岩石中に)の存在と関連して，多孔率が減少するという考え方を述べている。この種の多孔率を有効孔隙率と呼び，層状流体を通る能力と考えている。

残留水の補正を行なつた岩石の孔隙率も，有効孔隙率と呼ばれている。この値は，容積法によつて天然ガスおよび石油の埋藏量を算出する計算式に入れられる。天然条件では，地層中には，常に残留水を含んでいるので，有効孔隙率を計算するさいに考慮に入れるべきである。

ソ連および外国で発表されたこの問題に関する論文をみれば，岩石・集積槽のいわゆる残留水飽和度は25～40%である。分子力は，石油および天然ガスの移動時，ならびに抽出時に残留水の岩石えの移動を抑止する。

Zhdanov の誘導する(容積法に基づく)石油埋藏量の算出式では，孔隙率の係数値 φ は，有効孔隙率(残留水による)でなく，飽和度(ケロシン飽和度によつて確認される)として解されている。

対応係数の形で現わされる石油・ガス飽和度・産油層の収量——埋藏量の計算式の項に入れられる——は，岩石中における残留水の含有量によつて左右される。したがつてこの値の決定は，最も重要な問題である。岩石，集積槽中における残留水量は，多くの変数の函数である。この量は，岩石を構成する粒子の分散度，円琢度，均粒度(sorting)，孔隙の輪郭とダイメンション，岩石の鉱物組成・岩圧作用ならびに膠結作用——自生鉱物生成作用と関連して発達する——産物としての収縮度に左右される。

水分を含む岩石のコーア採集には，石油基質で作られた溶液をボーリングのさいに使用することが必要である。この場合，石油および水の飽和度は，Zaks の測定値によつて決められる。石油(q_H)および水(q_B)飽和係数は次式で決定される。

---

* А. А. Ханин: Установление геолого-физических параметров продуктивных пластов в связи с подсчетом запасов нефти и газа, Советская геология, No. 10, 1958

$$q_{H,B}=\frac{v\cdot\gamma}{m\cdot p},$$

$q_{H,B}$ 単位部分における石油または水の飽和度係数
$v_{H,B}$ 試料中の石油または水の容積 cm^3
γ 岩石の容積重量 g/cm^3
m 単位部分の孔隙係数
p 抽出後の岩石試料重量 g

q_g ガス飽和係数は，層状体条件下の試料の遊離ガス容量と同一試料内の総孔隙量との比によつて決められる。ガス飽和係数を算出するのには，上述の式が利用できるが，次式も利用されている。

$$q_g=1-A_O-A_B,$$

1 岩石の孔隙空間容積
A_O 孔隙容積に対する残留水の比 %
A_B 孔隙容積に対する流体相の飽和度 %

ガスによる地層の初期飽和度は，$1-A_O-A_B$ に等しいはずである。含油層の初期飽和度は $1-A_O$ に等しい。

ガスによつて石油が置き換わつている場合の石油の収量 ($q_{H,O}$) は次式で決められる。

$$q_{H,O}=\frac{q}{1-A_O}.$$

この式は，以下の条件の場合に成立する。すなわち地層の初期石油飽和状態の下で，遊離ガスが存在しないが，地圧は採油工程で一定である場合である。

多くの研究者のデータによれば，石油が水によつて置き換わる場合の石油収量の極大係数は，80%を超えない。

石油が水によつて置き換わる場合の極大石油収量——含油層中で遊離ガスの分離が起こらないものとする——を決めるために，Dzhons は，経験式を利用することを考えている。

$$q_{H,O}=80-\frac{b\cdot\mu_H}{\mu_B},$$

$q_{H,O}$ 極大石油収量 %
b 石油の容積係数
$\frac{\mu_H}{\mu_B}$ 水の粘性度に対する石油の粘性度の比

地質学的文献では，水，ガス接触面の移動によつて生じる残留ガス飽和に関する若干のデータがみられるが，岩層を媒介とするガスの収着に関する報告はほとんど存在しない。これと関連して，ガス収量係数値に関する問題は，依然として研究されていない。Zhdanov および Yudin は，さまざまな地質学的・工学的データから石油鉱床のガス収量係数を分別選択するための基準がないので，従来の方法があてはまる可能性があると考えている。そこで埋蔵量を算出する場合には，ガス圧様式のガス鉱床に対しては，残留圧を考慮に入れてガス収量の単位条件係数を 0.9～0.95 にとり，水圧様式のガス鉱床に対しては，残留圧を考慮に入れないで 0.8 にとるべきであると進めている。

水基質で作成された溶液を使用してボーリングを行なう場合には，溶液はコーアに補足され，層状水（水分）を含むコーアには係数決定がさまたげられる。しかし含油岩層の場合には，層状石油の部分がそれから追い出され，天然の石油飽和度を確かめることが難しくなる。この場合には，実験室では，残留水の度合，すなわち孔隙係数を決定できるような間接法が使用される。

最近では，ボーリングの地質断面の研究に，地球物理学的方法がきわめて広く使用されるようになつた。そのために，孔隙率・水・石油・ガスの飽和度・(多少とも) 岩層の浸透度がいく

らか確かに決定できるようになつた。この方法は，コーア材料で求められたデータで補足されている。

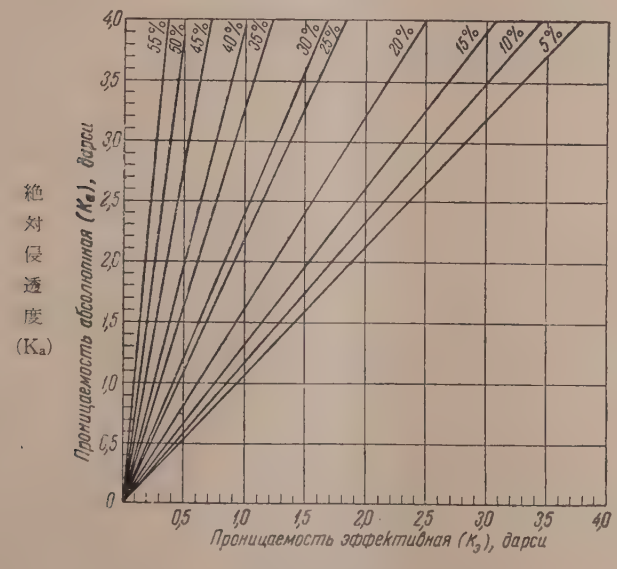
コーアによる残留水決定の間接方法中で，実験室で最も適するものは，次のようである。(1) 毛細管圧方法，(2) 水飽和度と有効ガス浸透度との比に基づく方法，(3) 遠心力方法である。

第1の方法は，実験を行なうのに多くの時間を必要とする。第2の方法は，最も妥当な方法であり，迅速決定が特色であるが，追加測定器具を必要とされる。第3の方法はさらに完成さすことを必要とされる。

遠心力が試料に高速度で働くときには，残留水の一部(超被膜水)は絞り出されるので，著しく低い値が求められることになる。

砂質岩(膠結または非膠結)石のガス浸透値に及ぼす飽和水の影響を研究によると，有効ガス浸透度と部分的には水の占めていない集積槽の孔隙との間にみられる相関関係が確かめられている。

研究結果によると，水の飽和度値に対しては，有効，絶対ガス浸透度間に直線的関係が存在することがみられる(第1図)。すなわち縦座標として絶対ガス浸透度を，横座標に有効浸透度をとつてグラフを作成して求められた浸透線は，横座標軸に対する傾きが変わり，孔隙の浸透度が増すにしたがつて，縦座標軸に徐々に接近する。



第1図　さまざまな水の飽和度下における絶対的有効ガス浸透度の相関関係を示す

浸透度線は，0点に中心点をもつ直線束の方程式に支配される($y=ax$. y=絶対ガス浸透度)。

x=有効ガス浸透度，a=角度係数　水の飽和度値によつて異なる浸透性曲線の傾き角で特色づけられる　孔隙が水で0から55%まで飽和されているときの角度係数値は第1表に掲げられている。

明らかにされた相関関係によれば，既知の絶対ガス浸透値(実験ボーリング孔で決定される)および有効浸透度によつて，層状集積槽 collector の水の飽和度値が求められるから，ガス飽和度値も算出できる　既知の層状体水の飽和度値と絶対ガス浸透値によれば，求められた相関関係を利用して，ガス集積槽の有効(層状)浸透度を決定することが可能である

第1表 角度係数値と水の飽和度との相関関係

孔隙容積に対する水の飽和度(%)	角度係数 (a)	孔隙容積に対する水の飽和度(%)	角度係数 (a)	孔隙容積に対する水の飽和度(%)	角度係数 (a)
0	1.00	19	1.522	38	3.18
1	1.014	20	1.570	39	3.33
2	1.028	21	1.624	40	3.48
3	1.042	22	1.678	41	3.66
4	1.056	23	1.732	42	3.84
5	1.070	24	1.786	43	4.02
6	1.088	25	1.840	44	4.20
7	1.106	26	1.914	45	4.38
8	1.124	27	1.988	46	4.69
9	1.142	28	2.062	47	5.00
10	1.160	29	2.136	48	5.31
11	1.194	30	2.210	49	5.62
12	1.228	31	2.314	50	5.93
13	1.262	32	2.418	51	6.06
14	1.296	33	2.522	52	6.19
15	1.330	34	2.626	53	6.32
16	1.378	35	2.730	54	6.45
17	1.426	36	2.880	55	6.59
18	1.474	37	3.030		

このように，スタブローポリスクガス鉱床含ガス層準のコーアの研究結果によつて，絶対的ガス侵透度を平均 800 mld に等しいとするならば，珪質粘土岩質集積槽の残留水の飽和度が 30%——石油基質で作成されたボーリング用溶液を使用して穿孔したペラギンジスク地域の 17 号井のコーアの研究によつて求められた——に等しいときには，角度係数は 1.194 となる（第1表）。このデータによると，層状体ガス侵透度は平均 670 mld である。上述の相関関係は，含水層中に人工の（地下）ガス貯槽を作るさいに岩石のガス飽和係数を求めるのにも利用される。この場合には，ボーリング孔の実験データによつて層状体（有効）侵透度を決定することが必要である。次で絶対ガス侵透度値（コーアによる）と角度係数（a）値とによつてガス侵透度の係数を推定できるであろう。この値は，集積槽の孔隙に滞溜する水がガスによつて置き換わるにしたがつて変わつてくる。

上述の相関関係（$y=ax$）は，ある程度の制約をもつて，石油飽和度の算出に利用できることが考えられる。

例えばクラスノダルスク地域に発達するある層準の石油の飽和度を求めるために，2相系ガス—水系に適用される上述の相関関係を，石油—水系——ガスが全体として石油中に溶解しているものと考えて——へ移項してみた。この場合には，同種砂質岩石の絶対ガス・石油侵透値は，それ自体相等しいか，あるいは近い値であると仮定した。このときには，グラフの侵透度線（第1図参照）は，層状体集積槽における水および非採取石油（残留石油）の存在量によつてその傾き角が変わつてくるはずである。集積槽の孔隙容積を1単位にとるならば，水の飽和度係数から，非採取石油（残留）量を算出して，営業的に採取可能の石油の埋蔵量（流動ファクターを考慮に入れない）が決定される。

岩石層に含まれている残留水の量が知られると，採取可能の含油層ならびに可採油（営業的に）層として岩石層中に含まれている石油の飽和度を決定することが可能となる。

1. 新デミトリスク採油層

2，3 の計算例を次にあげてみよう。

1) 13 号井，深度 2,550～2,557 m，珪質粘土岩，コーアで決定された絶対浸透度 (K_a) 208 mld，層状(体)浸透度(試掘井の実験データによる) ($K_э$) 49 mld，開孔隙率 (P_o) 約 25 % である。

この例では $\frac{K_a}{K_э}$ 比に等しい角度係数 (a) は 4.245 となるであろう。第 1 図と第 1 表とを利用すると，水・残留石油飽和度は 44.5% (孔隙の容積に対して) に等しいことが求められる。したがつて水が残留する場合の石油飽和度係数 (q_{B+HO}) は 0.445 となるであろう。この場合採油収量係数 (q_{HP}) は 1～0.445 の差，すなわち 0.555 となる。したがつて $P_э$=13.88%。

2) 15 号井，深度 2,337～2,345 m の間，珪質粘土岩，K=208 mld，$K_э$=39 mld，P_o=21%。最初に a (4.820) を決定し，次に q_{B+} (0.465)，q_{HP} (0.535)，$P_э$=11.24% を求める。

3) 15 号井，深度 2,356～2,323m，珪質粘土岩，K_a=K=～250 mld，$K_э$=47 mld，P_o=～21%。

a (5.420) をまず求め，次で q_{B+HO} (0.45) と，q_{HP} (0.55)，$P_э$=11.57% を決定する。

第 2 表では，上述のデータと地球物理学的方法によつて求められた石油飽和度値 (クラスノダル採油企業体) とが対比されている。

第 2 表　石油飽和度係数

坑井名称	深度間隔 (m)	石油飽和度係数		
		地球物理学的データ	ハニン方法による	
			水・残留石油飽和度	採油収量
13	2,550～2,557	0.48	0.445	0.55
15	2,337～2,345	0.46	0.465	0.54
15	2,356～2,323	0.52	0.450	0.55

以下に他の実例を掲げよう。

2. 第 1 マイコフ採油層

1) 7 号井，深度 2,039～2,011.2 m，K_a=250 mld，$K_э$=103 mld，P_o=21.3% (いずれも平均値)。

まず a (2.5)，次で q_{B+HO} (0.33)，q_{HP} 0.57 を決定する。

2) K_a～=400 mld，$K_э$=194 mld (10 坑井の平均値)。

a (2.06)，次で q_{B+HO} (0.28)，q_{HP} (0.72) を決定する。

第 3 表には求められたデータと他の方法で求められた石油の飽和度値との対比が掲げられてある。

第 3 表　第 1 マイコフ採油層の石油飽和度係数

採油地域	石油飽和度係数		
	地球物理学的データによる*	Dzhons のグラフによる	ハニン法による採油収量
カルジャスカヤ	0.58	0.60	0.57
クリュチェヴァヤ	0.34	0.60	0.72

* 貯油槽の石油飽和度は，砂の相対的電気比抵抗と砂中の石油またはガスおよび水の容積含有量との相関曲線によって決定されたものである。この相関曲線はクラスノダルスク地域のイルスクーホルムスク地区の含石油岩層に対して Dakhnov が求めたものである。このデータによると，砂の石油飽和度係数は 0.40～0.88 の範囲である　最も普辺的な石油飽和度係数値 q_H は 0.4～0.7 であつて，平均値は 0.58 である。

3. 第2マイコフ採油層

1) 3号井，深度 2,459～2,454 m, K_a=156 mld, $K_э$=94 mld。

まず a(1.65)，次で q_{B+HO}(0.215)，q_{HP}(0.785)を決定する。

2) クリュチェヴァヤ地区(第4表参照)，第2マイコフ採油層の石油飽和度値の決定結果は第5表に示されてある。

第4表 岩石層の侵透度と石油飽和度とに関するデータ

坑井番号	深度間隔 (m)	侵透度 (mld)		ハニン法による採油収量
		試掘井の実験による $K_э$	コーアによる K_a	
10	2,310～2,327	95	132	0.83
12	2,281～2,304	132	121	—
16	2,285～2,310	8	—	—
22	2,297.5～2,322.5	28	113	0.57
29	2,315～2,331	18	—	—
		62	122	0.70

第5表 第2マイコフ採油層の石油飽和度係数

採油地域	石油飽和度係数		
	地球物理学的データによる	Dzhons のグラフによる	ハニン法による
ノボードミトリエスカヤ	0.60	0.65	0.78
クリュチェヴァヤ	0.36	0.60	0.70

4. ズィブザーグルボキー鉱床

第1含油層，侵透度は深度 55,397 m と 644 m との試掘井のコーアについて研究された。侵透度(K_a)値については，309－330～379 mld の値が求められている。Amelin のデータにより K_a は平均 330 mld, $K_э$ は 220 mld にとると，a=1.5, q_{B+HO}=0.19, q_{HP}=0.81, $P_э$=～21%となる。

第2含油層，2,3 の試掘井のコーアの研究結果，深度 1,448～1,462 m によれば，K_a=330 mld, $K_э$=150 mld, $P_э$=17.5%である。まず a(2.20)を，次で q_{B+HO} (0.30)，q_{PH} (0.70) を決定する。

第6表には埋蔵量および採油量の算定のさいに条件的にとられる値と，求められた石油飽和度データとが対比されている。

第6表 石油飽和度係数

含油層準	石油飽和度係数	
	埋蔵量算定のさいに条件的にとられる値	ハニン法によつて算出された採油収量
I	0.60	0.81
II-a	0.70	0.70

採油(収量)係数ならびに石油飽和度係数は，岩石層中における残留水量のデータを基にして算出しなければならない。クラスノダルスク石油鉱床では，この値は以前には確かめられていなかつた。

すでに採油済の石油鉱床について算出された採油収量係数――クラスノダル石油企業体のデータによる――は，平均 0.6 であつて，0.45～0.80 の範囲内である。

表中に掲げられた石油飽和度係数値のデータによれば，筆者がすゝめる残留石油飽和度係数ならびに採油収量の近似解は，石油の埋蔵量を算出するさいに利用する目的で，さらに詳しく検討するに価することを示している。

石油およびガスの埋蔵量を算出する過程で，有効孔隙率値（残留水で求められる）のデータが少ないか，まつたく無いか，岩石層の侵透度に関するデータ（コーアおよび試掘井の実験データ）があれば，以下にあげる相関関係を利用して，埋蔵量をいくらか精確に算出することが可能である。

研究結果によれば，砂質岩石の侵透度（膠結および非膠結砂質岩石）と有効孔隙率との間には，次の函数関係で表わされる一定の相関関係がある。

$$K=f\ (P_э,\ T),$$

K—侵透度（ガス）md %

$P_э$—有効孔隙率　%

T—粒径組成（卓越せる粒径成分）によつて異なる砂質岩石の型

砂質・珪質粘土岩のおのおのの岩石型は，その侵透曲線で特色づけられ，その曲線の配例は，有効孔隙率値によつて異なる（第2図）。このようにして明らかにされた相関関係は，石油およびガスの集積槽の分類を求める基礎となる　すなわちこの分類によれば，間粒孔隙をもつ岩石の集積（石油およびガス）可能度を一層詳しく特色づけることができる。このことは，貯油（ガス）能力と侵透性質（岩石）とは結びついていることをみれば明らかである。したがつてこの方法によれば，ガス・石油層の採油能力および見透しの実際的評価が容易となる。

第6表は侵透データによる有効孔隙率の迅速決定のために作られたものである。さまざまな砂質岩石型の侵透特性と集積能力特性との相関関係によれば，侵透係数データによつて有効孔隙率ばかりでなく，必要な場合にはガスまたは石油飽和度係数も求めることができる　後者の値は開孔隙率で有効孔隙率を割つて求められる。

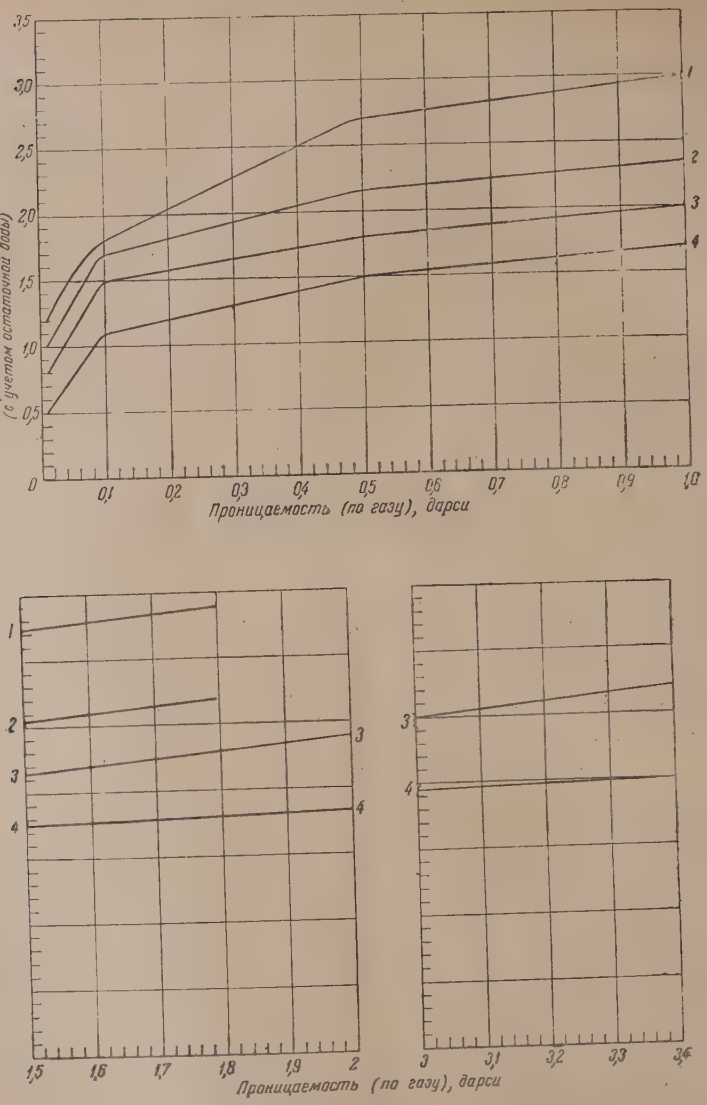
砂質・珪質粘土質型，集積槽の侵透データによつて有効孔隙率を近似的に求める新しい方法は，ガスおよび石油の埋蔵量の算出に関連性のある作業を行なう場合にも使用できるであろう　埋蔵量の計算式には有効孔隙率（残留水を考慮して算出される）が導入されるが，ガスまたは石油の飽和度係数を導入する必要がない。

Avdusin および Chevetkov が与えている有効孔隙率の概念は，Leibenzon の概念と著しく違つている。著者が有効孔隙率値を決定するために利用している概念もまた異なつている。Avdusin らによれば有効孔隙率は周知のように面積値——着色剤の bakelite 質タールの占める孔隙面積と調査対象の全断面積との比——で表わされる　Leibenzon によれば，有効孔隙率は容積%（開孔隙率と残留水の占める孔隙部分との差として求められる　で表わされる　Bakerite 質タールが岩石に吸収されるときには，bakelite 質タールは比較的粗大な孔隙を充填（侵透）するが，微細な孔隙（粘着性のために）には吸収されない　この性質は，有効孔隙率（Avdusin らの解釈による）と岩石の侵透度との相関関係を求めるために利用できる　著者は粒径組成の異なる砂質・珪質粘土岩の侵透度と有効侵透度との間に成立する相関関係を確認した。そのために，Avdusin らの方法を適用して，小面積の岩石試料（側壁用 core barrel によつて採取された試料）を研究し，その侵透度を推定できるようになつた。

上述の2方法によつて求められた有効孔隙率は，侵透度の値が同一の場合には対比されるとともに，埋蔵量の算出に関連性のある採油能力特性の評価にも利用できるであろう（第7，8表参照）

集積槽岩石の地質学的物理的パラメターの正しい決定方法を選ぶことは，ガス・石油の埋蔵量を算出するさいに大きな意味をもつてくる　とくに薄い挟み（1 mm 以下）の形で粘土質中に存在する砂質・珪質粘土質集積層では，正しいパラメター決定方法を選ぶことが重要である。

砂質岩石と粘土質岩石との薄い挟みがしばしば互層をなしている堆積層の断面研究は，とく



1. 耳質・粘土質細粒が卓越する耳質粘土岩類　2. 耳質・粘土質粗粒が卓越する耳質粘土岩類
3. 細粒砂岩　4. 粗粒・中粒砂岩

第2図　有効孔隙率と岩石・集積槽グループ（粒径組成によつて分けられた）の侵透度との間にみられる相関関係

に，砂質集積槽の総厚を算出して有効孔隙率を確かめる場合にきわめて困難な障害に突き当る。

このような地層の電気探査は，micro sounding を適用するために，プラスの効果があるにもかゝわらず，依然として充分とはいえない。Electrical logging によれば，sounding のダイメションは，薄い挟みの厚さを超す程度である。したがつて電気抵抗の記録による場合には，歪曲された値が求められることになる。

現在，薄層の互層中に賦存する砂質集積槽の総厚を確かめ，有効孔隙率を決定するのには，きわめて厄介な方法が使用されている。

第7表　有効孔隙率と粒径組成によつて分類された岩石・堆積層の侵透度との間にみられる相関関係

残留水で算出された有効孔隙率 (%)	侵透度 (mld)			
	珪質粘土岩と珪質・粘土質岩石類		砂岩と砂質岩石	
	0.05～0.01 mm 粒径の卓越するもの	0.10～0.05 mm 粒径の卓越するもの	細粒質	中粒質
4	—	—	—	1
4.5	—	—	—	5
5	—	—	—	10
6	—	—	—	25
7	—	—	1	40
7.5	—	—	5	45
8	—	—	10	55
9	—	1	24	70
9.5	—	5	25	78
10	—	10	36	84
11	1	20	50	100
11.5	5	28	55	160
12	10	35	60	200
13	20	45	75	300
14	35	60	85	400
15	45	70	100	500
16	60	80	240	760
17	78	100	370	1000
18	100	200	500	1800
19	145	280	750	2600
20	180	370	1000	3400
21	230	450	1400	—
22	280	630	1800	—
23	320	880	2100	—
24	360	1200	2400	—
25	400	1600	2700	—
26	450	—	3200	—
27	500	—	3500	—
28	680	—	—	—
29	840	—	-	-
30	1000	—	-	—
31	1200	-	-	
32	1400	-	-	
33	1600	-	-	
34	1800	—		

部分的に砂質・粘土質堆積層が互層をなす岩石層にボーリングをする時には，[illegible]の記録は，普通現場で行ない，砂質薄層の総厚は目測で算出する。しかしこのような算出方法はきわめて難しい。いろいろな人々が行なつたこの種岩石のコアの記録を対比してみると，記録された挟みの厚さが，きわめて広い範囲で異なつていることが明らかになる。

砂質集積槽の総厚の算出に研究者の主観が入り込むのを避けるために，著者は，trench 調査法を行なうことを提唱した。この方法は，次のようである。

第8表 砂質・珪質・粘土質岩石に対する有効孔隙率(Avdusin および Chevetkov の方法によつて決定せる値)と浸透度との相関関係

岩 石 類	有効孔隙率 (bakelite タールによつて飽和された) (%)	絶対浸透度 (mld)
粗粒・中粒砂質岩石類	3	5
	3— 5	5— 50
	5— 6	50— 100
	6— 7	100— 150
	7— 9	150— 200
	9—11	200— 250
	11—12	250— 300
	12—13	300— 700
	13—14	700—1000
	14—15	1000—1500
	15—20	1500—5500
	20—25	5500—8600
	>25	>8600
細粒砂質岩石類	5	5
	5— 6	5— 50
	6— 7	50— 100
	7— 9	100— 150
	9—10	150— 200
	10—11	200— 250
	11—12	250— 300
	12— 14	300— 400
	14—15	400— 500
	15—16	500— 700
	16—17	700—1000
	17—20	1000—1600
	20—21.5	1600—2000
	21.5—23	2000—2500
	23—24	2500—5000
	24—27	5000—7000
	27—29	7000—8500
	>29	>8500
珪質・粘土質岩石類	<11	>5
	11— 15	5— 50
	15—18	5—100
	18—19	100— 200
	19—20	200— 300
	20—21	300— 400
	21—22	400— 500
	22—25	500— 750
	25—28	750—1000
	>28	>1000

まず地表上にコーアをあけ，粘土溶液の casing およびガゼー状パラフィン薄膜を取り除いて，4面をもつ垂直の section をコーアから作成する。さらにこれから trench 試料をとる。この試料中には，砂質薄層集積槽ばかりでなく，粘土質薄層(非集積槽)も含まれている。次に trench 試料の粒径解析を行なう。このさい集積槽となる薄層中の砂の含有量を決定するために，求められた trench 試料の粒径組成データの補正を行なう。すなわち粘土中に，膠結粘土塊や砂粒塊集で存在する砂質部分を除去して補正値を求める。したがつて砂質・粘土質薄層の解析はこの目的で注意に行なわれ，粒径組成と容積重量(密度)が決定される。砂および粘土の厚さとコーアの採取間隔が知られると，それぞれの深度間隔を特徴づけるコーア柱の成分総容積が決定できる。さらに間隔値が知られるとガスまたは石油を含む地層中における砂質集積槽の総厚が決定できる。

石油およびガスの埋蔵量を容積法で算出する計算式には，他のパラメーターとともに，有効孔隙率(残留水を考慮に入れて)と岩石・集積槽の有効厚との積が含まれる。

互層の孔隙率と残留水とに関する平均データは，ガスまたは石油を含む岩石の集積槽性質を特徴づけることはできない。すなわちこの種岩石中における粘土質物質が増大すると，残留水の含有量は，本質的に増加し，有効孔隙率値は低くなつてくる。

しばしば砂質岩石と粘土質岩石とが互層をなす集積槽中に賦存するガス・石油の埋蔵量の算出時には，対応計算式に，1集積槽の有効総厚とその有効孔隙率とを導入すべきである。しかし総会層厚と有効孔隙率の平均値——非集積槽岩石の混在成分を特徴づける——を考慮に入れるべきでない。このような方法によれば，石油およびガスの埋蔵量の算出は不可避的に大きな誤謬に落ち入り，実埋蔵量よりは著しく大きな値となる。

結　　論

1．砂質・珪質粘土岩のガス侵透度値に及ぼす水の飽和度の影響を研究すれば，有効侵透度と水の占めない集積槽の孔隙容積との間にみられる相関関係が確かめられる。

研究結果によると，水の飽和度の各値に対しては，有効ならびに絶対的侵透度との間に，函数的関係が存在する。この函数的関係を明らかにすると，既知の絶対的ならびに有効ガス侵透度によつて，(層状体)集積槽の水の飽和度値を確かめることができるとともに，さらに有効孔隙値とガス飽和度とが算出される。水の飽和度および絶対的ガス侵透度の値が既知なれば，砂質・粘土質集積槽の有効ガス侵透度の決定が可能となる。

上述の相関関係は，人工貯ガス槽を作る目的で行なわれる，地層中のガスの揺動(roll up)と関連する問題の解決に利用される。

そのほかに，この相関関係によれば，ある仮定をおいて，採油収量係数，水，残留石油飽和度を推定することも可能である。

2．さまざまな砂質・珪質粘土質岩石型の侵透特性とその採油能力との間に確かめられた相関関係によれば，侵透度と飽和孔隙率のデータを利用して，有効孔隙率ばかりでなく，残留水が占める孔隙容積が決定できる。したがつて石油およびガス埋蔵量の算出がはるかに迅速，かつ簡単になる。

石油・ガスの埋蔵鉱量の算出式に有効孔隙率——残留水を考慮に入れて決められる——を導入すれば，ガスまたは石油飽和度を導入する必要がなくなる。

3．岩石・集積槽の地質学的・物理学的パラメターの決定を目的とする正しい方法を選ぶならば，ガス・石油埋蔵量の算出に大きな意味をもつている。薄層(1～2 mm)の形態で粘土層中に賦存する砂質・珪質粘土質—集積槽に対しては，とくに，大きな価値をもつている。

集積槽の全特性をもつ孔隙率(絶対的—飽和孔隙，または開有効孔隙すなわち残留水を考慮に入れた孔隙率)を決めるのには，平均試料の形態で全断面岩石——とくに粘土と砂質堆積物が互層をなす場合——に対してでなく，全総厚を考慮に入れて砂質堆積物についてのみ行なうべきである。

互層の岩石層で代表する断面に対する孔隙率および残留水の平均データは，含ガス・石油層準の岩石の集積特性を特徴づけることは不可能である。この場合には，残留水の値は，断面内の粘土薄層の賦存量によつて著しく異なつてくる。粘土の賦存量が増加すると，混合組成岩石の試料の残留水は，本質的に増大する。

薄層状砂質，粘土質断面をもつ集積槽中に賦存するガスまたは石油の埋蔵量の算出にあたつては，対応計算式(他の所要パラメター以外)に，砂質集積槽とその有効総厚を特色づける有効孔隙率係数を入れるべきである。

砂質・粘土質堆積物の全断面を特色づける有効孔隙率の平均値によつて埋蔵量を算出し，計算式に全総厚値を導入すると，埋蔵量は著しく高くなる。

地質調査所月報　第10巻 第7号　目 次

報　　文

北海道生田原町北ノ王鉱山ほか2,3の金銀鉱床調査報告
岩手県土畑鉱山の黒鉱式(網状型)銅鉱床群について
宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱との関係
泥炭および泥炭地下水の有機物について
地層水の比抵抗
サンプリングフイルターによる反射波形の変形

概　　報

北海道十勝国ユーヤンペツ水銀鉱床附近地質鉱床調査報告
福井県鬼ケ獄陶石鉱床
北海道天塩・北見地方川砂鉄鉱床概査報告

資　　料

同一元素法による地質時代の気候条件の決定問題
カラフトの造構様式の問題について

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (70) 1146～1148番 (72) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (34) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地（仙台通産局内）電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通産局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地　電話 (94) 3052番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地（広島通産局内）電話（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市鍛冶屋町4の16（竹内ビル内）電話 高松 5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19番地（通産省福岡合同庁舎内）電話（2）6743番

昭和34年6月25日　印　刷
昭和34年6月30日　発　行

著作権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 10 JUNE 1959 No. 6

CONTENTS

E. Owa, T. Andō & H. Ota: Landslides Observed in the Higashikubiki District, Niigata Prefecture 1 (151)
H. Takase: On the Cupriferous Pyritic Deposits in the Central Region of Ehime Prefecture 23 (473)
M. Murozumi, K. Sugiyama & Y. Odani: Electrical Prospecting on Tatemata Mine, Akita Prefecture 33 (483)
K. Motojima & T. Makino: Studies on the Coal Field Gas 39 (489)
Y. Ishiwada: Report on the Exploratory Drilling, Yokoshiba R-1, Chiba Prefecture 55 (505)
N. Inai: Geology of the Dam Sites on the River Oita, Oita Prefecture 67 (517)
J. Suyama & H. Kobayashi: Report on the Electric Prospecting for Shimokawa Deposit, Shirataki Mine, Kōchi Prefecture 73 (523)
Y. Shinada: Report on Natural Gas in the Ofuna District, Kanagawa Prefecture 81 (531)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 10, No. 6, 1959